Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 3.



A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 1999

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 3.

Budapest

ISSN 0015-542X

Főtámogató

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest

Támogatók
Magyar Földtanért Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetsége
Primagáz–Hungária Rt., Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány

Sponsors

MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies, Hungary
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Foundation

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS 1443 Budapest, P.O. Box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest).

Földtani Közlöny 129/3, 313–326 (1999) Budapest

Az eklogitok osztályozása, az eklogit fácies

(irodalmi áttekintés)

Classification of eclogite, the eclogite facies

(review)

SZAKMÁNY György[1]

(2 ábra, 3 táblázat)

Key words: eclogite, eclogite facies, HP metamorphism

Tárgyszavak: eklogit, eklogit fácies, nagynyomású metamorfózis

Abstract

This paper provides a summary of the literature on the eclogite and eclogite facies rocks, their classification and the occurrence of different types.

Eclogite is a basic rock, and its main mineral components are garnet and omphacite. There is no plagioclase in it, but in some cases it may contain small amounts of OH^- -bearing minerals. The eclogite facies rocks are very varied and their mineral composition depends on the chemical composition of the original rocks. The lower boundary of the eclogite facies depends on the H_2O content of the system in which the eclogite rocks form. ESKOLA (1921) was the first to classify the eclogite rocks; he did it on the basis of their genetics. COLEMAN et al. (1965) established a new system of these rocks on the basis the jade content of omphacite and the composition of garnets of varies types of eclogite. SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1980, 1989) also classified eclogite on the basis of its genetics. The most recent classification was made by CARSWELL (1990) on the basis of the temperature at which eclogites are formed.

Manuscript received: 15 12 1998

Összefoglalás

A szerző irodalmi összefoglalást ad az eklogitok és eklogitos kőzetek osztályozásáról, rendszeréről, az egyes típusok elterjedéséről.

Az eklogit bázisos összetételű, uralkodóan gránátból és omfacitból álló kőzet. Plagioklászt nem, $(OH)^-$-tartalmú ásványokat korlátozott mennyiségben tartalmazhat. Az eklogitos fáciesben – a kiindulási kőzet összetételétől függően – a kőzetek összetétele változatosabb, gyakran külön névvel is illetjük ezeket. Az eklogitos fácies alsó határa nagymértékben függ a rendszer illó (elsősorban H_2O) tartalmától. Az eklogitos kőzetek osztályozásával először ESKOLA (1921) foglalkozott, genetikai alapon csoportosítva azokat. Ezután COLEMAN et al. (1965) állított fel új, hosszú távon érvényes rendszert az eklogitok piroxénjeinek jadeit tartalma valamint a gránát összetétele (elsősorban Mg-tartalma alapján). SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1980, 1989) rendszere visszatért a genetikai alapon történő osztályozáshoz, de nagyszámú kőzetkémiai és ásványkémiai adatot használt fel rendszeréhez. A legújabb osztályozást CARSWELL (1990) állította fel, az eklogitok képződési hőmérséklete alapján.

[1] ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum Körút 4/A
E-mail: szakmany@iris.geobio.elte.hu

Bevezetés

Eklogitos kőzetek illetve eklogit fáciesű kőzetek nyomai eddig csak csak igen gyéren kerültek elő Magyarországon (RAVASZ-BARANYAI 1969; M. TÓTH 1995, 1996). A Kárpát-Pannon régióban azonban már sok helyen felbukkannak, és világszerte is igen széles elterjedésben találhatók a felszínen (pl. a Nyugati-Alpokban több száz kilométer hosszú és viszonylag széles zónában tanulmányozhatóak ezek a kőzetek). Miután magyar nyelven még soha nem jelent meg részletes összefoglaló ezeknek a kőzeteknek a rendszerével, osztályozásával, előfordulásával kapcsolatban, úgy gondoltuk, hogy ezt a hiányt pótolva kicsit közelebb hozzuk a magyar geológusok számára is ezt a rendkívül érdekes, és – mint a későbbiekben kiderül – változatos kőzettársaságot.

Eklogit és eklogit fácies

A eklogitot, mint kőzetet először HAÜY (1822) definiálta, miszerint az eklogit olyan kőzet, amely főleg gránátból és klinopiroxénből áll. Ez a meghatározás – első közelítésben – ma is többé-kevésbé elfogadható. A későbbiek során sok petrológus felismerte, hogy az eklogitban a klinopiroxén nagy Na- és Al^{VI}-tartalmú, valamint, hogy a gránát Mg-tartalma is viszonylag nagy.

A XX. század első felében ESKOLA (1920, 1921) kimutatta, hogy az eklogit használható kőzetnévként, de használható metamorf fáciesnévként is. A későbbiek során ez a kettősség egyre több értelmezési problémát okozott, ezért az IUGS nagynyomású kőzetekkel foglalkozó albizottsága egyértelműen szétválasztotta és definiálta az eklogitot mint kőzetnevet és az eklogit fáciest mint metamorf fáciesnevet (SMITH et al. 1982; SMITH 1983).

Eklogit mint kőzetnév: A legújabb összefoglaló munkák HAÜY 1822-ben meghatározott definícióját némileg pontosították. Ahhoz, hogy egy kőzetet eklogitnak nevezhessünk, a következő feltételeknek kell teljesülnie (CARSWELL 1990):

– Közel bazaltos kémiai összetétel.

– A gránát és a jadeit tartalmú klinopiroxén mennyisége legalább 70%.

– Nincs benne primer (vagyis a gránáttal és a klinopiroxénnel egyensúlyban lévő) plagioklász.

Abban az esetben, ha a gránát+klinopiroxén mennyisége 70% alatt van, de a kőzet nyomás-hőmérséklet képződési viszonyai az eklogit fáciesre jellemzőek, specifikus kőzetnevet kell adni a kőzetnek (ld. később). Ezt természetesen a kémiai összetétel is befolyásolja, ezek a kőzetek általában nem bazaltos összetételűek.

A fent említett gránáton és klinopiroxénen kívül az eklogitban kis mennyiségben egyéb primer ásványok is előfordulhatnak. Ezek közül a leggyakoribb $(OH)^-$-mentes ásványok a kvarc, a kianit, az ortopiroxén és a rutil. Ritkábban coesit, gyémánt és aragonit is előfordulhat, de a coesit és a gyémánt előfordulása már különösen nagy nyomásról tanúskodik. Az $(OH)^-$-tartalmú ásványok megjelenése primer módon már vitathatóbb. Ahol azonban a szöveti bizonyítékok

egyértelművé teszik, hogy ezek az ásványok egyensúlyban vannak a gránáttal és klinopiroxénnel, kis mennyiségben elfogadható primer jelenlétük. A leggyakoribb $(OH)^-$-tartalmú ásványok, amelyek az eklogitban primer módon előfordulnak a glaukofán-barroisit-pargasitos összetételű amfibol, a fengit, a paragonit, a flogopit, a talk, a zoizit és a klinozoizit.

Eklogit fácies: A metamorf fáciesek koncepciója kialakításának megfelelően az eklogit fácies adott P–T–X feltételekkel jellemezhető rendszer a metamorf fáciesek között. Az eklogit fácies P–T határfeltételeinek meghatározása azonban nem egyszerű, mert ez erősen függ a kémiai összetételtől, azon belül is elsősorban a mobilis komponensektől, különösen a H_2O tartalomtól.

Mint korábban láttuk, az eklogitot mint fáciesnevet először ESKOLA (1920, 1921) használta a Nyugat-Norvégiában előforduló eklogitok vizsgálata során. ESKOLA durván bazaltos összetételű, omfacit+gránát (± kianit, kvarc, ortopiroxén, rutil) ásványokból álló kőzetsorozatot vizsgált, amihez nagy Mg-tartalmú metaperidotitok társultak. ESKOLA vizsgálatai óta eltelt időben és más területeken folyó kutatások azonban egyre több, a fenti összetételű eklogittól eltérő ásványegyüttessel jellemezhető, de eklogit fáciesre jellemző P–T viszonyok között képződő kőzeteket is leírtak. Például COMPAGNONI (1977) munkájában a Nyugati-Alpokban található Sesia-Lanzo zónából fengit+gránát±omfacit±zoizit+kvarc ásványegyüttesről számol be metapélitekben, amely azonban eklogit fáciesre jellemző P–T viszonyok között alakult ki. Az eklogit fáciesben, különböző kiindulási összetételű kőzetekből kialakuló jellemző ásványegyütteseket és azok speciális kőzetneveit az *I. táblázat* foglalja össze. Az eklogit fácies tehát az a nagynyomású metamorf tartomány, amelyet a különböző típusú kiindulási kőzetekben az *I. táblázat*ban felsorolt ásványegyüttesek határoznak meg.

Igen érdekes és vitatott kérdés az, hogy az eklogitban előfordulhat-e plagioklász. A legtöbb petrológus egyetért azzal, hogy az eklogitban elsődleges (vagyis az eklogitos ásványokkal egyensúlyban levő) plagioklász nincs. Egyes szerzők munkáikban azonban plagioklász-eklogitról írnak, amelyben a plagioklász és az omfacit egymással egyensúlyban van (pl. CHURCH 1968; KOZLOWSKI 1958; SUBRAMANIAN 1956). Ezek a kőzetek azonban inkább omfacit-granulitnak vagy eklogit-granulit átmeneti kőzeteknek tekinthetők és nevezhetők (SMULIKOWSKI 1980; POUBA et al. 1985).

Bazaltos kiindulású kőzetekben a nyomás növekedésével a plagioklász átalakul, és az eklogitban már nem található meg. Egyes, a bazaltostól eltérő összetételű kiindulási kőzetek esetén (pl. metaandezit, metaanortozit) a plagioklász stabilitási tartománya azonban nagyobb nyomásra is kiterjedhet, és a plagioklász és az omfacit egy szűk P–T–X tartományban stabilan egymás mellett létezhet. Ezek a feltételek a granulit fácies – eklogit fácies határán alakulhatnak ki (SMULIKOWSKI 1980). Ugyanakkor azonban mégegyszer hangsúlyozzuk, hogy a plagioklász az eklogitban valamint az eklogit fáciesű kőzetekben nem fordul elő primer elegyrészként (CARSWELL 1990).

Az eklogit fáciesű képződmények vizsgálata általában nem egyszerű feladat, mivel ezek a kőzetek gyakran jelentős retrográd átalakuláson mennek keresztül.

Eklogit fáciesű kőzettípusok és legfontosabb kőzetalkotó ásványaik (Carswell 1990 után, módosítva)

Eclogite facies litho-types rocks and their main mineral constituents (after Carswell 1990, modified)

I. táblázat – Table I

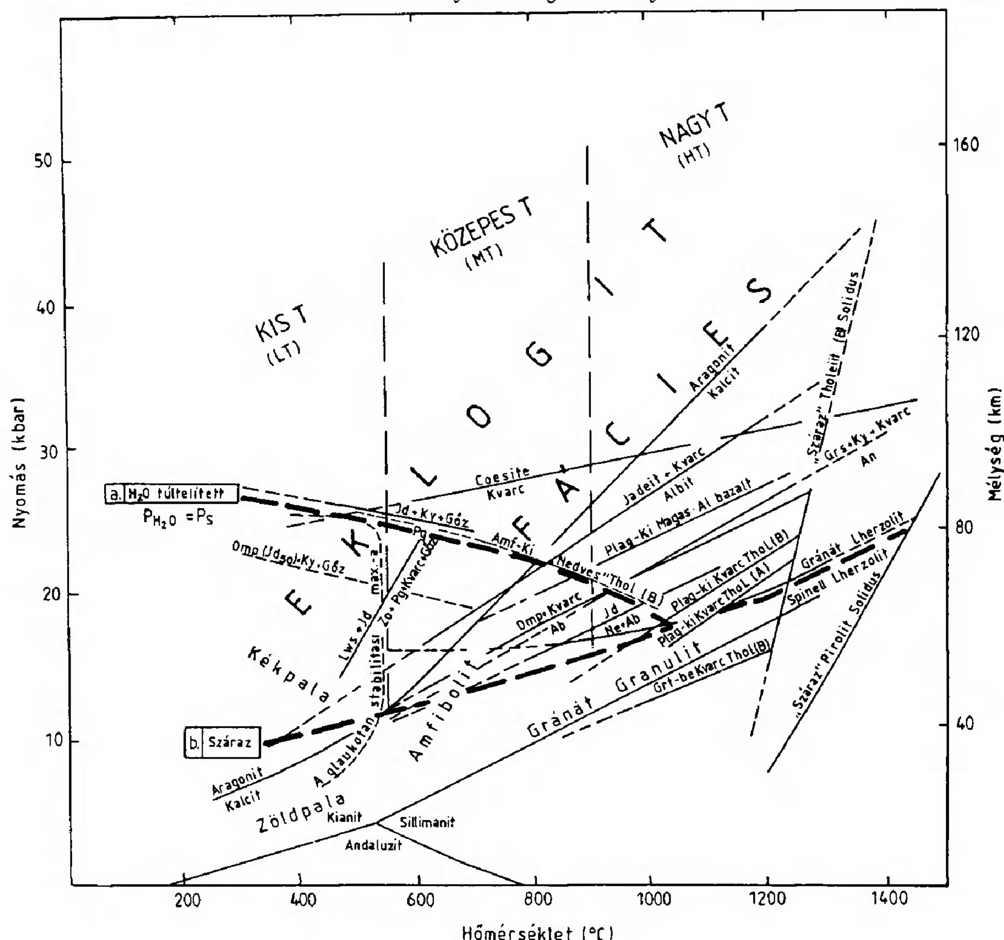
Eredeti kőzet	Eklogit fáciesű kőzet neve	Fő kőzetalkotó ásványok
Bázisos magmás (bazalt, gabbró stb.)		
Fe-gazdag	EKLOGIT	Fe-gránát, omfacit
Mg-gazdag		Mg-gránát, omfacit
Ultrabázisos magmás		
Peridotit	GRÁNÁT PERIDOTIT	Mg-gránát, Mg-olivin, (klinopiroxén, ortopiroxén)
Mg-Al gazdag kumulátumok	ALKREMIT[1]	Mg-gránát, spinell, (korund, olivin)
Ca-Al gazdag kumulátumok (rodingit)	GROSPYDIT[2]	gránát ($Gro_{>50}$), klinopiroxén, kianit
Savanyú-neutrális magmás		
Gránit, diorit stb.	MUCRONIT[3]	jadeit/omfacit, kvarc/coesit, fengit, (gránát)
Agyagos kőzetek		
Fe-gazdag	FENGIT-GRÁNÁT-OMFACIT PALA[4,5]	gránát, jadeit/omfacit, fengit, kianit, kloritoid
Mg-gazdag	FEHÉRPALA[6,7]	Mg-gránát, talk, kianit
Homokos kőzetek	JADEIT KVARCITIT, stb.	jadeit/omfacit, kvarc/coesit,
Meszes kőzetek	GRÁNÁT-ARAGONIT MÁRVÁNY[8]	Aragonit/kalcit, Ca-gránát, dolomit, klinopiroxén, zoizit-klinozoizit,
Fe(Mn) gazdag üledékek	GRÁNÁT-, PIEMONTIT-, Mn-OMFACIT TARTALMÚ METAKOVAPALA[9,10,11]	Fe- vagy Mn-gránát, kvarc/coesit, piemontit, omfacit/Mn-omfacit

[1] Nixon et al., (1978)
[2] Sobolev et al., (1968)
[3] Oberhänsli et al., (1985)
[4] Okrusch et al., (1984)
[5] Ghent et al., (1987)
[6] Schreyer (1973)
[7] Schertl et al., (1991)
[8] Spear-Franz (1986)
[9] Evans (1986)
[10] Martin-Kienast (1987)
[11] Mottana (1986)

Elsősorban a fluidumok hatására alakulnak át erőteljesen kiemelkedésük során. A kőzetek teljes fejlődéstörténetét (főleg a nagynyomású szakaszt) a plagioklászmentes együttesek megőrződéséből, annak vizsgálatával lehet rekonstruálni.

Az eklogit fácies P–T határai és határkapcsolatai

Az eklogit fácies P–T határainak meghatározása összetett feladat, mivel ez nagymértékben függ a rendszer mobilis komponensének, a H_2O-nak a jelenlététől illetve mennyiségétől. Teljesen száraz és H_2O-ban túltelített rendszerek



1. *ábra*. Az eklogit fácies határai a P-T diagramon néhány fontosabb eklogit fáciesű ásványegyüttes stabilitási határával (CARSWELL 1990 után)

Fig. 1. The boundary of the eclogite facies in the P-T grid and the most important assemblege of eclogite facies (after CARSWELL *1990)*

eklogit fáciesű alsó határvonalait az *1. ábra* mutatja ("a" és "b" görbék) CARSWELL (1990) meghatározása nyomán. Az ábráról leolvasható, hogy T=1050 °C az a hőmérséklet, ahol a két görbe szétválik, az ennél kisebb hőmérsékleten "száraz" rendszerben az eklogit fácies határvonala kisebb nyomáson húzható meg, mint "nedves" környezetben. Minél kisebb a hőmérséklet, annál nagyobb a két görbe közti távolság, köszönhetően annak, hogy a tipikus eklogit fáciesű ásványegyüttesek kialakulásához száraz viszonyok között kisebb nyomás szükséges. Száraz viszonyok között a plagioklász kilépése alapján történt a határ meghúzása, a szélsőségesen H_2O telített rendszerben pedig a paragonit=omfacit(Jd_{50})+kianit+gőzfázis reakció (HOLLAND 1979) alapján húzható meg a határ. Tehát 1050 °C fölött az eklogit fácies alsó határa gyakorlatilag egyértelműen

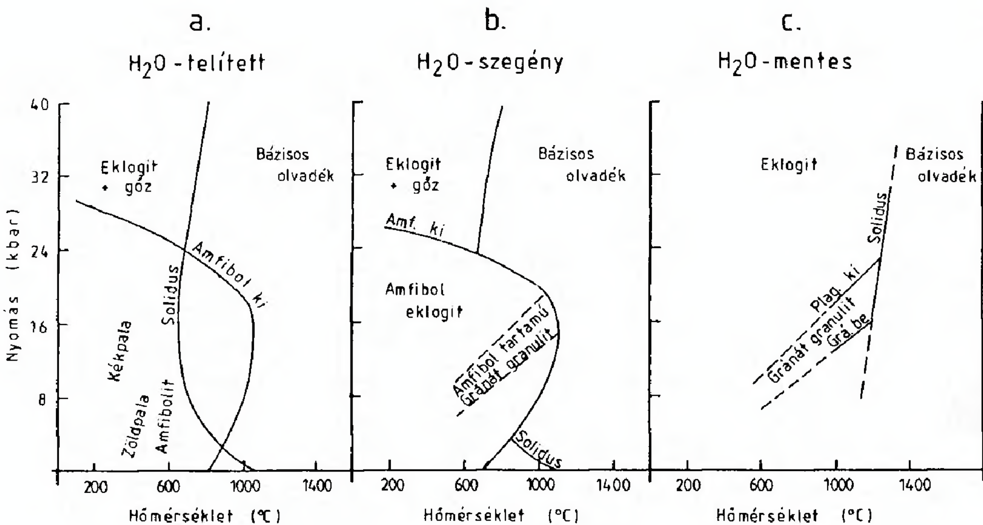
meghúzható, az ez alatti hőmérsékleten viszont az eklogit fáciesű ásványegyüttes stabilitási viszonyai, valamint a kékpala-, amfibolit- és zöldpala fácies ásványegyüttesének stabilitási viszonyai között meglehetősen komplex kapcsolatok uralkodnak (CARSWELL 1990). Természetesen a pontos határvonal meghúzása, illetve, hogy a két szélső határérték között milyen fáciesre jellemző ásványegyüttes alakul ki, mindig az adott rendszer kémiai összetételétől, ezen belül nagymértékben a H_2O telítettségétől, valamint az uralkodó nyomásviszonyoktól függ. Tehát az *1. ábrán* meghúzott "a" és "b" görbék között az eklogit fáciesre jellemző ásványegyüttes alakul ki "száraz", és az amfibolit- vagy kékpala fáciesre jellemző ásványegyüttes alakul ki "nedves" kőzetekben. (A kékpala fáciesben kis hőmérsékleten a lawsonit+glaukofán, nagy hőmérsékleten az epidot+glaukofán együttes alakul ki [EVANS-BROWN 1987], ez utóbbi – ebben az esetben – az eklogit és zöldpala fácies közvetlen érintkezését akadályozza meg. Az amfibolit fáciesben elsősorban a pargasitos amfibol kialakulása figyelhető meg). Azokban a kőzetekben pedig, ahol a H_2O telítettség köztes értéket ér el, olyan ásványegyüttesek alakulhatnak ki, amelyben az omfacit és az amfibol egyensúlyban van egymással az "a" és a "b" görbék között. Ez esetben az egyes ásványok minőségétől és egymáshoz viszonyított mennyiségétől függően sorolhatjuk a kőzetet kékpalához, amfibolithoz, vagy amfibol eklogithoz. Ezt mutatja a *2. ábra*, amely kvarc-tholeiites összetételű kiinduló kőzet alapján mutatja be az eklogit fácies határainak változását a P–T diagramon, a H_2O telítettségének a függvényében. A diagramról leolvashatók az előbb vázolt határviszonyok, illetve az egyes fáciesek stabilitási mezői a P–T–X(H_2O) függvényében.

Az eklogit fácies felső határát ott húzzák meg, ahol az eklogit piroxén mentes gránátitba alakul át (bazaltos kőzetösszetételt véve). IRIFUNE et al. (1986) kísérletei szerint ez az átalakulás T=1200°C mellett P=140–150 kbar nyomáson megy végbe.

Az eklogit fácies P-T rendszere és részletes felosztása

Az előző részben leírtak alapján eklogit fáciesű kőzetek széles P–T tartományban képződhetnek. E széles P–T viszonyok különböző geotektonikai környezetben alakulhatnak ki. Eklogit fáciesű kőzetek képződhetnek a szubdukció során nagy mélységbe lekerült óceáni (esetleg kontinentális) kéreg kőzeteiből. A felső köpenyben és esetenként, ahol a kéreg nagy vastagságú, a legalsó kéregben is kialakulhatnak az eklogit fácies feltételei. Ez utóbbi elsősorban az orogén területek olyan részein, ahol a nagy takaróképződések során a kontinentális lemezek egymásra csúszása, és ezáltal a kontinentális kéreg – tektonikai hatás következtében – rendkívüli mértékű (akár 100 km is) kivastagodása történik (pl. Nyugati-Alpok területe).

Az eklogitok osztályozásával eddig több szerző is foglalkozott (ESKOLA 1921; COLEMAN et al. 1965; SMULIKOWSKI 1964, 1968, 1972, 1989; CARSWELL 1990). A különböző szerzők osztályozásaiban megjelenő kategóriák egymással párhuzamosíthatók, az egyes részek egymásnak többé-kevésbé megfeleltethetők, és az egymást követő osztályozási rendszerek fejlődése is jól nyomon követhető. Az



2. ábra. Az eklogit fácies határainak változása a P-T diagramon a rendszer H_2O telítettségének függvényében, bázisos kiindulású kőzetek esetén (Carswell 1990). A feltételezett solidusgörbe ESSENE et al., 1970) (a- b ábra) illetve GREEN & RINGWOOD 1967) (c ábra) alapján

Fig. 2. The change of the boundaries the basic component of eclogite facies rocks on the basis of H_2O saturation of the system (CARSWELL 1990). The estimated solidus presented by ESSENE et al., 1970) (diagram a-b), and by GREEN & RINGWOOD 1967) (diagram c)

eklogitok osztályozásának a felsorolt szerzők szerinti összefoglalását a *II. táblázat* mutatja be.

A legkorábbi osztályozás ESKOLA (1921) nevéhez fűződik, aki az eklogitkutatás korai szakaszában az akkor legkézenfekvőbb megoldás szerint, a kőzetek előfordulásának geológiai környezete alapján az alábbi négy fő csoportra osztotta az eklogitokat:

1. xenolitok kimberlitben,
2. sávok és lencsék alpi típusú peridotit testekben,
3. lencsék migmatitos gneisz komplexumokban,
4. tömbök kékpala fáciesű területeken.

A következő felosztás, – amelyet COLEMAN et al. (1965) állítottak fel –, az eklogit fő kőzetalkotói, a gránát és a klinopiroxén kémiai összetétele alapján történt. Körülbelül ez idő tájt gyűlt össze ugyanis annyi elemzési adat, hogy azok alapján a fent leírt szempont szerint a csoportosítást kétségek nélkül el lehetett végezni. Az osztályozás sikerét jelzi, hogy ezt gyakorlatilag a mai napig sok kutató használja. Mint alább látni fogjuk, a COLEMAN és munkatársai által felállított egyes csoportok jól párhuzamosíthatók az ESKOLA-féle felosztás csoportjainak valamelyikével, noha COLEMAN és társai külön kihangsúlyozták, hogy nem genetikai alapon végezték csoportosításukat. COLEMAN és társai a gránát pirop tartalma és a klinopiroxén jadeit tartalma alapján az alábbi három

Az eklogitok osztályozása különböző szerzők szerint (CARSWELL 1990 után)

Eclogite classification schemes (after CARSWELL 1990)

II. táblázat – Table II

szerző	Eskola (1921)	Coleman et al. (1965)	Smulikowski (1964, 1968, 1972, 1989)	Carswell (1990)	
osztályozás alapja	Geológiai környezet	Fő kőzetalkotó ásványok összetétele	Geológiai helyzet, + a kőzet és a fő kőzetalkotó ásványok összetétele	Egyensúlyi hőmérséklet	Kőzet eredete
	1. típus Xenolitok kimberlitben **2. típus** Sávok és lencsék alpi típusú peridotit testekben	**A csoport** Gránát: pirop >55 mol% Klinopiroxén: legkisebb jadeit tartalom (5-10 mol%)	**G típus** Peridotitokkal kapcsolatos gránát piroxenitek	nagy **(HT)**	felső köpeny
				900 °C	
	3. típus Lencsék migmatitos eredetű gneisz komplexumokban	**B csoport** Gránát: pirop 30-55 mol% Klinopiroxén: közepes jadeit tartalom (10-20 mol%)	**C típus** Közönséges eklogitok	köze- pes **(MT)**	tektonikusan kivastagodó kontinentális kéreg
				550 °C	
	4. típus Tömbök kékpala fáciesű területeken	**C csoport** Gránát: pirop <30 mol% Klinopiroxén: legnagyobb jadeit tartalom (15-50, átlag 30-40 mol%)	**O típus** Ofiolitos eklogit Megjegyzés: átmeneti típusok: **O-C, G-C, T**	kicsi **(LT)**	szubdukálódott óceáni kéreg és ív-árok üledékek

csoportot különítette el (ugyanakkor azonban az egyes csoportok genetikai hovatartozására is utaltak).

A típus: A gránát pirop tartalma több, mint 55 mol%, a klinopiroxén jadeit tartalma a három csoport közül a legkisebb (mintegy 5–10 mol%). Az eklogitok ezen típusa elsősorban zárványokként fordul elő kimberlitben, bazaltban illetve sávokat-rétegeket alkot ultrabázisos kőzetekben. Ásványai között gyakran megjelenik a rombos piroxén, az olivin, sőt a gyémánt is. Származását tekintve köpenyeredetű. Ez a csoport körülbelül megfelel az ESKOLA (1921) féle osztályozás 1. és 2. csoportjának.

B típus: A gránát pirop tartalma (30–55 mol%) és a klinopiroxén jadeit tartalma (10–20 mol%) is közepesnek mondható. Ezek az eklogitok migmatitos gneisz területeken fordulnak elő és sávokat-lencséket alkotnak amfibolitos környezetben. Az eklogitok gyakran jelentős mértékű retrográd metamorfózist szenvedtek. Ez a csoport hozzávetőlegesen az ESKOLA (1921) féle osztályozás 3. csoportjának feleltethető meg.

C típus: A legkisebb pirop tartalmú (kevesebb, mint 30 mol%) gránátot, de a legnagyobb (bár változatos mennyiségű) jadeit tartalmú (15–50, átlag 30–40 mol%) klinopiroxént tartalmazó eklogitok tartoznak ide. Megjelenésüket tekintve sávok, lencsék vagy helyileg elkülönült, elszigetelt blokkok formájában fordulnak elő alpi típusú orogén zónák metamorf kőzetegyüttesein belül, elsősorban kékpalával kapcsolatosan, hasonlóan az ESKOLA (1921) féle felosztás 4. csoportjának kőzeteihez.

Az eklogitok egyik legrészletesebb [bár nem annyira elterjedt, mint a COLEMAN et al. (1965) osztályozás] felosztását SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1989) végezte el. SMULIKOWSKI visszatért a geológiai helyzet alapján történő osztályozáshoz, ehhez azonban a későbbiek során az eklogitok teljes kémiai összetételét, valamint a fő kőzetalkotó gránát és klinopiroxén kémiai összetételének változását is figyelembe vette. SMULIKOWSKI az eklogitokat három fő csoportra osztotta, amelyek között azonban átmeneti csoportokat is megkülönböztetett. Végül elkülönített egy külön átmeneti csoportot is az eklogitoktól a granulitok és amfibolitok felé is. Így végül hat (három fő és három átmeneti) csoportot alkotott. (Az egyes csoportok részletes jellemzését, az előfordulási viszonyaikat a *III. táblázat* foglalja össze.)

G típus: gránát piroxenitek (+ griquaitok, gránát websteritek): Ultrabázisos összetételű megjelenési környezetük, nagy képződési hőmérsékletük és nyomásuk alapján felső köpeny eredetűek.

C típus: közönséges eklogitok: Megjelenésük szerint közbetelepülések, lencsék, budinázsok kéreg eredetű gneiszes-migmatitos környezetben, amelyek amfibolit vagy granulit fáciesű metamorfózison estek át. Eredetileg dolerit dyke-ok vagy szillek, bazaltláva takarók részei lehettek homokkőben vagy agyagos-aleuritos kőzetekben, amelyek a metamorfózis hatására gneisszé esetleg migmatittá alakultak. Amennyiben a környezet száraz volt, a nagy nyomás és hőmérséklet hatására ezek az eredetileg bázisos magmás kőzetek eklogittá

Az eklogitok Smulikowski-féle rendszerének összefoglalása

Summary of the Smulikowski system of eclogitic rocks

III. táblázat – Table III

típus	G	C	O	O-C átmeneti típus	G-C átmeneti típus	T
név	gránát-piroxenit (Griquait)	közönséges eklogit	ofiolitos eklogit	-	gránát-piroxenitek	átmenet az eklogit és más metamorf kőzetek között
eredet (kémiai összetétel)	ultrabázisos-melabázisos (fe köpeny peridotitok, pikrites bazalt)	bázisos (bazalt, bazalttufa, dolerit, gabbró)	alkáli bazalt - spilit Na_2O, FeO* több, Al_2O_3, MgO kevesebb	átmenet az O és a C csoport között	változatos összetétel, az Al általában kevés (kivételesen nagyon sok)	C típushoz hasonló
gránát	legtöbb Mg legkevesebb Fe	Mg/Fe^{2+} változó (de $Mg > Fe^{2+}$)	Mg szegény (Fe, Ca gazdag; $Fe^{2+} > Mg$)	C típushoz hasonló	G típushoz hasonló (1-3) C típushoz hasonló (4)	C típushoz hasonló
klinopiroxén	Na-ban szegény (jd < 14)	közepes Na-tartalom (jd = 14-28); (Al > Na)	Na-ban gazdag (jd = 28-52); ($Na \geq Al$)	C típushoz hasonló (közepes, néha nagy Na tartalom)	közepes Na-tartalmú (1-3) Na-szegény (4)	C típushoz hasonló (közepes-szegény Na-tartalom; de változó!)
egyéb gyakori ásványok	ortopiroxén, olivin, hornblende, (flogopit, spinell)	hornblende, zoizit, kvarc, kianit, Mg-fengit, rutil	glaukofán, klinozoizit, epidot, fengit/paragonit, rutil, (titanit, ilmenit)	glaukofán, epidot	genetikától, összetételtől függően különböző	plagioklász, hornblende, zoizit, kianit, fengit
képződési körülmények	nagy T (>750°C) nagy P (>16 kbar)	közepes T (350-500-800°C) közepes P (8-13-16 kbar) (nagy szórás!)	kis T (250-350°C) viszonylag kis P (5-8 kbar)	átmenet az O és a C csoport között	változó	nagy T, kis P
előfordulás	1, gránát-peridotittal, gránát-websterittel, gránát-granulittal együtt 2, zárvány kimberlitben 3, zárvány alkáli bazaltban	1, közbetelepülés, lencse, budinázs amfibolit, granulit fáciesű gneiszben, migmatitban 2, dolomitos-agyagos üledék + bázisos piroklasztit keverékéből	közbetelepülés, lencse stb. kékpalában, tektonikus (ofiolitos) melanzsban	kékpalákkal kapcsolatosan	1, granulit komplexumokon belül peridotitokkal kapcsolatosan 2, zárvány kimberlitben 3, zárvány nefelinitben 4, gneisszel, granulittal kapcsolatos területeken	1, átmenet a klinopiroxén-gránát granulit és az eklogit között 2, átmenet az amfibolit és az amfibol-eklogit között
példa	Bohémiai masszívum (1) DNy-Norvégia (1) D-Afrika (Kimberley) (2) Ausztrália (3)	Saualm Fichtelgebirge Ny-Norvégia Ural	Kalifornia Guatemala Kuba Japán Sesia-Lanzo zóna	K-Alpok Piedmont Ny-Norvégia Shikoku (Japán)	Bohémiai masszivum (1, 4) Dél-Afrika (2) Hawaii (3)	Lengyel Szudéták

alakultak, viszont ha a környezet nedves volt, az átalakulás során amfibolit képződött (ld. az eklogit fácies c. fejezetben leírtakat).

O típus: ofiolitos eklogitok (Alpi típus): Megjelenésük ofiolitokhoz kapcsolódik, leggyakrabban közbetelepülések kékpalában és/vagy tektonikus melanzsban (ofiolitos melanzsban). Képződésük kis nyomáson (P=5–8 kbar) és kis hőmérsékleten (T=250–350 °C) történik (SMULIKOWSKI 1972), vagyis a többi csoporthoz viszonyítva képződési hőmérsékletük és nyomásuk kétségtelenül jóval kisebb, bár a SMULIKOWSKI (1972) által becsült értékek kissé túl alacsonynak tűnnek. Ugyanis a Földön eddig meghatározott legkisebb eklogit képződési hőmérséklet 290°C Ward Creek környékén a a Franciscan Komplexumban (OH & LIOU 1990), és számos helyen O-típusú eklogitba sorolt kőzet képződési hőmérséklete meghaladja a 400–450°C-ot.

O–C átmeneti típus: Az ide tartozó eklogitok megjelenése, környezete az O típusú kőzetekéhez hasonlít, de a gránát és a klinopiroxén összetétele inkább a C típus megfelelő ásványainak összetételéhez hasonló. A különbséget feltehetően a kiindulási kőzet eltérő összetétele, valamint a képződési P–T körülmények okozhatják.

G–C átmeneti típus: Ezek összetételükben nagyon változatosak, de összességében a gránát piroxenitekhez hasonló összetételű kőzetek. Megjelenésüket tekintve is nagyon változatosak (ld. a *III. táblázat*ot). Kialakulásuk vagy a legfelső köpenyben történt, amely az alsókéreg eredetű kőzetekkel összegyűrődve erőteljes granulitos vagy katagneiszes metamorfózison esett át, E folyamat révén az eredeti ultrabázisos jellege kémiailag módosult, vagy ellenkezőleg, az eredetileg bázisos összetételű mélykéreg eredetű eklogit fragmentum a felső köpenybe süllyedt, és eközben összetétele kémiailag módosult (SMULIKOWSKI 1972).

T átmeneti típus az eklogitok és egyéb metamorfitok között: Legfontosabb különbség az eklogitokhoz viszonyítva, hogy a gránáttal és az omfacittal egyensúlyban lévő, elsődleges plagioklászt tartalmaz.

Az eklogitok legújabb osztályozását CARSWELL (1990) végezte el, a kőzet képződési hőmérséklete alapján. Ez a felosztás a korábbiaknál szisztematikusabb, az egyes típusok elhatárolása egymástól egyértelmű. Másik előnye, hogy az e felosztás alapján kialakuló csoportok jól egyeznek a három alapvető geológiai környezetben képződő eklogit típusokkal, mivel a genetika alapvetően meghatározza a képződési hőmérsékletet. Az egyensúlyi hőmérséklet számítása az együtt képződött gránát-klinopiroxén Fe^{2+}–Mg^{2+} cserereakcióján alapuló geotermométerrel történik. A felosztás során CARSWELL (1990) nagy hőmérsékleten (HT), közepes hőmérsékleten (MT) és kis hőmérsékleten (LT) képződött eklogitokat különített el (ld. a *II. táblázat*ot).

HT: A 900°C felett képződött HT eklogitok elsősorban a felső köpenyben képződnek. Mind kollíziós, mind extenziós nagytektoniai környezetben kialakulhatnak, ott, ahol a geotermikus gradiens az átlagosnál nagyobb mértékben megnövekedett, pl. a köpeny mélyebb részeiből felfelé áramló hőáramlás következtében. Képződésük bázisos granulitokból illetve közvetlenül a bázisos magmás kőzet átkristályosodásával is történhet (BUCHER & FREY 1994).

MT: Az 550–900°C között képződött MT eklogitok képződési helye tektonikailag kivastagodott kontinentális kéregben, kontinens–kontinens ütközési zónában van. Ez a típus elsősorban amfibolitok átkristályosodásával képződik (BUCHER & FREY 1994). Előfordulhatnak ezenkívül a fenti területek alatti legfelső köpenyből (maximum 80 km mélységből) származó xenolitok formájában is (CARSWELL 1990). Az HT és MT eklogitok 900°C-nál meghúzott határa gyakorlatilag a kivastagodott kontinentális kéreg területek alatti köpeny/kéreg határán uralkodó 900°C hőmérsékletén alapul.

LT: Az 550°C alatt képződött LT eklogitok szubdukciós övekben képződnek, és általában kékpalákkal társulnak. Eredeti, kiindulási kőzetük óceáni kéreg bázitok valamint ív-árok üledékek, amelyek gyakran először kékpala fáciesű kőzetekké alakulnak, és utána kristályosodnak át eklogittá. Az MT és LT eklogitok 550°C-nál meghúzott határa gyakorlatilag egybeesik a természetes körülmények között képződött glaukofán felső stabilitási határával.

A háromféle eklogit képződésük eltérő volta miatt különböző típusos ásványegyüttessel jellemezhető. Az LT eklogitok, mivel a szubdukciós zónában alakulnak ki, gyakran tartalmaznak nagy mennyiségű $(OH)^-$-tartalmú ásványokat, míg a HT eklogitok inkább "száraz" körülmények között képződnek, így $(OH)^-$ -tartalmú ásványok nem találhatók bennük.

Az egyes eklogit fajták típusos ásványegyüttese a következő (BUCHER & FREY 1994):

HT eklogitok:

gránát+klinopiroxén (jd_{max}5-10%)±kianit±ortopiroxén±amfibol±kvarc±rutil

MT eklogitok:

gránát+omfacit±zoizit(klinozoizit)±fengit±kianit±amfibol±kvarc±rutil

LT eklogitok:

gránát+omfacit±zoizit±kloritoid±fengit±paragonit±glaukofán±kvarc±kianit± talk±rutil±dolomit

Irodalom – References

BUCHER, K. & FREY, M. 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, p. 318.

CARSWELL, D. A. 1990: Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. – In: CARSWELL, D. A. (ed): *Eclogite facies rocks* – Blackie, Glasgow and London, 1–13.

CHURCH, W. R. 1968: Eclogites. – In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (eds): *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition.* Volume 2. Wiley, New York, 755–798.

COLEMAN, R. G, LEE, D. E., BEATTY, L B. & BRANNOCK, W. W. 1965: Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 483–508.

COMPAGNONI, R. 1977: The Sesia-Lanzo zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. e Petrol.*, **33**, 335–374.

ESKOLA, P. 1920: The mineral facies of rocks. – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **6**, 143–194.

ESKOLA, P. 1921: On the eclogites of Norway. – *Vidensk.-Selskapets Skr., Kristiania, I. Matematisk Naturvidenskapelig Kl.*, I. **8**, 1–118.

ESSENE, E. J., HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. 1970: Experimental study of amphibolite and eclogite stability. – *Earth. Planet. Interiors*, **3**, 378–384.

EVANS, B.W. 1986: Reactions among sodic, calcic and ferromagnesian amphiboles, sodic pyroxene and deerite in high pressure metamorphosed ironstone, Siphnos, Greece. – *Am. Mineral.* **71**, 1118–1125.

EVANS, B.W. & BROWN, E.H. 1987: Reply on blueschists and eclogites. – *Geology*, **15**, 773–775.

GHENT, M.C., STOUT, M.Z., BLACK, P.M. & BROTHERS, R.N. 1987: Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. – *J. Metamorph. Geol.* **5**, 239–254.

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967: An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 767–833.

HAÜY, R.J. 1822: Traité de Mineralogie. 2nd Edition. Bachelier, Paris Delance, IV, 584 p.

HOLLAND, T.J.B. 1979: Experimental determination of the reaction paragonite=jadeite+kyanite+water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, with application to eclogites and blueschists. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293–301.

IRIFUNE, T., SEKINE, T., RINGWOOD, A.E. & HIBBERSON, W.O. 1986: The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 245–256.

KOZLOWSKI, K. 1958: On the eclogite-like rocks of Stary Giera tów (East Sudetes). – *Bull. Acad. Pol. Sci. serie Chim.-Geol.-Geogr.*, **6**, 723–728.

MARTIN, S. & KIENAST, J.R. 1987: The HP-LT manganiferous quartzites of Praborna, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. – *Scweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **67**, 339–360.

MOTTANA, A. 1986: Blueschist-facies metamorphism of manganiferous cherts: A review of the alpine occurrences. – *Geol. Soc. Amer. Memoir* **164**, 267–299.

M. TÓTH, T. 1995: Retrograded eclogite in the crystalline basement of Tisza Unit, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **35**, 27–38.

M. TÓTH T. 1996: Magas nyomású metamorfózis nyomai a Tiszai Egység amfibolitjain. – *Földtani Közlöny*, **126**, 25–40.

NIXON, P.H., CHAPMAN, N.A. & GURNEY, J.J. 1978: Pyrope-spinel (alkremite) xenoliths from kimberlite. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, 341–346.

OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. & STERN, W.B. 1985: Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone an example of Eo-Alpine eclogitization of Permian Granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. – *Chemical Geology*, **52**, 165–184.

OH, C. W. & LIOU, J. G. 1990: Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan Complex, California, U.S.A. – *Lithos*, **25**, 41–53.

OKRUSCH, M., RICHTER, P. & KATSIKATSOS, G. 1984: High-pressure rocks of Samos, Greece. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (eds): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. – *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **17**, 529–536

POUBA, Z., PADERA, K. & FIALA, J. 1985: Omphacite granulite from the NE marginal area of the Bohemian Massif (Rychleby Mts.). – *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **151**, 29–52.

RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **13**, 315–322.

SCHERTL, H.P. – SCHREYER, W. & CHOPIN, C. 1991: The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and PT-path. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 1–21.

SCHREYER, W. 1973: Whiteschist: a high-pressure rock and its geologic significance. – *Journal of Geology*, **81**, 735–739.

SMITH, D.C. 1983: Nomenclature, fluids and deformation, geodynamics and nodules. – *Terra Cognita*, **3**, 329–334.

SMITH, D.C., KIENAST, J.-R., KORNPROBST, J. & LASNIER, B. 1982: Eclogites and their problems: an introduction to the First International Eclogite Conference (F.I.E.C.). – *Terra Cognita*, **2**, 283–295.

SMULIKOWSKI, K. 1964: An Attempt at Eclogite Classification. – *Bulletin de l'Academie Polonaise des Siences, Série des sci. géol. et géogr.*, **12/1**, 27–33.

SMULIKOWSKI, K. 1968: Differentiation of eclogites and its possible causes. – *Lithos*, **1**, 89–101.

SMULIKOWSKI, K. 1972: Classification of eclogites and allied rocks. – *Krystalinikum*, **9**, 107–130.

SMULIKOWSKI, K. 1980: Interrelations between eclogites and mafic rocks of the granulite facies. – *Polska Acad. Nauk. Arch. Mineral.*, **36**, 5–21.

SMULIKOWSKI, K. 1989: Eclogite. – In: BOWES, D.R. (ed): *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. – Van Nostrand Reinhold, New York, 137–143.

SOBOLEV, N.V., KUZNETSOVA, I.K. & ZYUZIN, N.I. 1968: The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. – *J. Petrol.* **9**, 253–280.

SPEAR, F.S. & FRANZ, G. 1986: P-T evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. – *Lithos*, **19**, 219–234.

SUBRAMANIAN, A.P. 1956: Mineralogy and petrology of the Sittampundi Complex, Salem District, Madras State, India. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **67**, 317–390.

A kézirat beérkezett: 1998. 12. 15.

Földtani Közlöny 129/3, 327–361 (1999) Budapest

Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (Az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei, és a Miskolc-10. fúrás=Zsófiatorony)

Anisian terrestrial deposits in the sequences of the Northern Bükk Mts. (Anisian-Ladinian layers of the Alsó-Sebes-víz key-section and Miskolc-10 borehole=Zsófiatorony)

VELLEDITS Felicitász[1]

(6 ábra, 9 tábla)

Key words: Northern-Bükk, Steinalm Limestone, terrestrial deposits, lateritic weathering rifting, updoming, Richthofen Conglomerate

Tárgyszavak: Észak-Bükk, Steinalmi Mészkő, szárazföldi üledékek, laterites mállás, riftesedés, felboltozódás, Richthofen konglomerátum

Abstract

This Study analyses two sections of the Northern Bükk anticlinal, the Anisian–Ladinian layers of the Alsó-Sebes-víz key section and the sequence of Miskolc-10 borehole (Zsófiatorony). The terrestrial sediments, which mark the beginning of the rifting can be studied well in both sections.

Miskolc-10 borehole, stage I: light grey limestone and dolomite (Steinalm Limestone). On the basis of the green algae (*Physoporella pauciforata gemerica* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Physoporella* sp., *Teutloporella peniculiformis* OTT) and foraminifers (*Ammobaculites* sp., *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMAN, *Endoteba* sp., *Meandrospiranella* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Textularia* sp., *Variostoma*? sp.), the age of the sample from 116.8 and 116.4 m is Pelsonian (Middle Anisian). However, *Pilammina densa* (PANTIC), found en masse in the samples from 114.50–114.65 m represents already a lagoon of Illyrian age.

Terrigenous clastic sediments of stage II were deposited by a braided stream. The conglomerate/breccia layers represent the channel fill, the red sandstone interlayers and the sand bar between the channels; the yellowish-brown sandy clay layers the floodplain mud. Clasts of the conglomerate/breccia layers are poorly rounded and show a proximal source area. Materials of the redeposited clasts are dolomite, limestone and clay. The microfacies investigations revealed that the dolomite and limestone pebbles represent not only the sediments of a former lagoon and a moving calcareous sand dune, but basin sediments, too. Accordingly, we can conclude that in

[1] MOL Rt, KUMMI, 1039 Budapest, Batthyány u. 45.

the Pelsonian age or at the beginning of the Illyrian, before the uplift, the basement was differentiated and coeval existence of platforms and basins must also be taken into account. The plagioclase from 89.95–89.50 m shows volcanic erosional territory. On the basis of plagioclase investigation, the basic origin can also be excluded.

Stage III: 87.30–59.10 m, fine-grained clastic sediments (sandstone, microconglomerate).

Stage IV: 59.10–0 m: green volcanic tuff.

Evolution

Between the deposition of the lagoonal sediments of stage I (Steinalm Limestone) and the terrestrial sediments of stage II, the area became uplifted. During this period, fluviatil sediments were deposited. The finer-grained rocks of stage III refer to the reduction in the differences of the terrain. With the gradual decrease of the sedimentary materials in the borehole (stage III), volcanic materials prevail (stage IV).

The Alsó-Sebes-víz section also explores the cover of the terrestrial sediments, so we can study not only the terrestrial sediments of the Middle–Late Anisian appearing due to the updoming, but the (synrift) sediments of the subsequent rapid subsidence, too.

Bundle 1 reveals the Hámor Dolomite with no fossils.

Bundle 2 is the Sebesvízvölgy Conglomerate. In the matrix of the conglomerate, we detected Al-chlorite and pirophyllite by radiographical investigations. They are products of lateritic weathering. On the basis of the foraminifers (*Glomospirella* sp., *Hoyenella sinensis* Ho, *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira pusilla* HO, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp.), the age of the resedimented dolomite clasts were shown to be Early Anisian, their facies is lagoonal.

Between the resedimented clasts of bundle 3, we can find claystones besides the limestone and dolomite pebbles. The conglomerate layer has a calcareous matrix and probably represents the sediments transported by (intermittent) streams and then deposited in the sea.

Bundle 4 is the Szentistvánhegy Porphyrite. Bundle 5 is a thin-bedded limestone of basin facies; its age is Ladinian, Upper Fassanian on the basis of conodonts (*Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella* cf. *transita* KOZUR & MOSTLER, *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE). This is followed by white dolomite (bundle 6), thin-bedded grey limestone (bundle 7), then cherty limestone with radiolarite intercalations (bundle 8). This is followed by light grey limestone with red clayey limestone clasts (bundle 9). The last layer group is a platform limestone with stromatactis occurring en masse.

Evolution

After the formation of the Early Anisian lagoonal sediments (bundle 1), the area was lifted (bundle 2). The conglomerate of the calcareous matrix of bundle 3 most probably represents the beginning of the transgression. After the volcanic activity (bundle 4), the area subsided rapidly (bundle 5–9). The initial rapid subsidence had slowed down by the Late Ladinian age. In the Late Ladinian, the sedimentation (probably due to the progradation of the platforms) continued on the platforms (bundle 10).

In the Bükk Mts., on the basis of the palaeontologic and microfacies analyses of the resedimented clasts of the terrestrial sediments and the footwall, two emersion events can be distinguished (according to our present knowledge) a smaller one at the end of the Early Anisian or immediately after it (section of Alsó-Sebes-víz, bundle 2 this can be identified with the Piz da Peres or Voltago Conglomerates in the Dolomites), and a second, bigger one in the Early Illyrian age (Miskolc-10 borehole stage II), which can be correlated with the Richthofen Conglomerate in the Dolomites.

The Triassic sediments of the Bükk Mountains reflect the characteristic features of the updoming part of a rifting area (VELLEDITS 1998, VELLEDITS in press). The terrestrial sediments in the studied sections represent the sediments of the deepest part of the half-grabens, which came into being in the course of the rifting.

Manuscript received: 01 03 1999

Összefoglalás

A cikkben az észak-bükki antiklinális két feltárását az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi–ladin rétegeit és a Miskolc-10. fúrás (Zsófiatorony) rétegsorát elemzem. Mindkét szelvényben jól tanulmányozhatók a szárazföldi üledékek, melyek a riftesedés kezdetét jelzik.

Miskolc-10. fúrás: I. szakasz: világosszürke mészkő és dolomit (Steinalmi Mészkő). A 116,8 m és 116,4 m-ből előkerült minta kora zöldalgák (*Physoporella pauciforata gemerica* BYSTRICKÝ, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKÝ, *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Physoporella* sp., *Teutloporella peniculiformis* OTT, és foraminiferák *Ammobaculites* sp., *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMAN, *Endoteba* sp., *Meandrospiranella* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Textularia* sp., *Variostoma?* sp. alapján pelsoi (középső-anisusi). A 114,5–114,65m-ből származó mintákból tömegesen előkerült *Pilammina densa* (PANTIČ) viszont már illyr korú lagúnát jelez.

A II. szakasz szárazföldi törmelékes üledékeit egy fonatos folyó rakta le. A konglomerátum/breccsa rétegek a fonatos folyó meder, a vörös homokkő közbetelepülések a "gázló" (keresztzátony), a sárgásbarna homokos agyag rétegek pedig az ártér üledékei. A konglomerátum/breccsa rétegek szemcséi csak kissé kerekítettek, ami arra utal, hogy nem szállítódtak messziről. Az áthalmozott kavicsok dolomit, mészkő és agyagkő anyagúak. A mikrofácies vizsgálatok arra is fényt derítettek, hogy a dolomit és a mészkő kavicsok nemcsak egy hajdani lagúna és mozgó mészhomok-domb üledékeit, hanem egy medence üledékeit is reprezentálják. Ebből arra következtethetünk, hogy a pelsoiban, vagy az illyr elején a kiemelkedést megelőzően az aljzat tagolt volt, platformok és medencék egyidejű létezésével kell számolnunk. A 89,95–89,8 m-es mintában talált plagioklász lécek vulkáni lepusztulási területre utalnak, a plagioklászok vizsgálata alapján a bázisos eredet kizárható.

III. szakasz: 87,3–59,1 m finomszemcsés törmelékes kőzetek (homokkő, mikrokonglomerátum)

IV. szakasz: 59,1–0 m zöld vulkáni tufa.

Fejlődéstörténet

Az első szakasz lagúna üledékei (Steinalmi Mészkő), és a második szakasz szárazföldi üledékeinek leülepedése között a terület szárazulattá vált. Ekkor keletkeztek a II. szakasz folyóvízi üledékei. A III. szakasz finomabb szemű kőzetei a térszíni különbségek csökkenését jelzik. A fúrásban az üledékes anyag fokozatos háttérbeszorulásával (III. szakasz) a vulkáni anyag jut uralomra (IV. szakasz).

Az alsó-sebes-vízi szelvény a szárazföldi üledékek fedőjét is feltárja, így nemcsak a középső-felső anisusi kiemelkedés (updoming) következtében megjelenő szárazföldi üledékeket, hanem a kiemelkedést követő gyors süllyedés (szinrift) üledékeit is tanulmányozhatjuk.

Az 1. rétegcsoport a Hámori Dolomit üledékeit tárja fel, ősmaradvány nem került elő.

2. rétegcsoport: Sebesvízi Konglomerátum: A konglomerátum alapanyagából röntgenvizsgálatokkal Al-kloritot és pirofillitet mutattunk ki, ami laterites mállásra utal. Az áthalmozott dolomit kavicsok kora foraminiferák (*Glomospirella* sp., *Hoyenella sinensis* (HO), *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira pusilla* (HO), *Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp.) alapján kora-anisusi, fáciesük lagúna.

A 3. rétegcsoport áthalmozott kavicsai között a mészkő és a dolomit kavicsok mellett agyagkövet is találunk. A meszes kötőanyagú konglomerátum réteg valószínűleg az (időszakos) folyók által a tengerbe szállított, és ott lerakott üledéket reprezentálja. A 4. rétegcsoport: Szentistvánhegyi Porfirit. Az 5. rétegcsoport medence fáciesű, lemezes mészkő, kora conodonták (*Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella* cf. *transita* KOZUR & MOSTLER, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)) alapján ladin: a fassai késői szakasza. Ezt fehér dolomit (6. rétegcsoport), lemezes, szürke mészkő (7. rétegcsoport), majd tűzköves, radiolarit közbetelepüléseket tartalmazó mészkő követi (8. rétegcsoport). Erre vörösagyagos mészkőklasztokat tartalmazó világosszürke mészkő következik (9. rétegcsoport). A rétegsort a tömeges megjelenésű, sztromataktiszos platformmészkő zárja.

Fejlődéstörténet

A kora-anisusi lagúnaüledékek keletkezése (1. rétegcsoport) után a terület kiemelkedett (2. rétegcsoport). Valószínű a kezdődő transzgressziót jelzi a 3. rétegcsoport meszes kötőanyagú konglomerátuma. A vulkanizmus (4. rétegcsoport) után a terület jelentős mértékben süllyedt (5-9. rétegcsoport). A kezdeti gyors süllyedés a késő-ladinra lelassul. A késő-ladinban az üledékképződés

(feltehetően a platformok progradációjának következtében) a platformokon folytatódik (10. rétegcsoport).

A Bükkben a szárazföldi üledékek áthalmozott kavicsainak és a fekü őslénytani és mikrofácies vizsgálata alapján eddigi ismereteink szerint két kiemelkedési eseményt különíthetünk el. Egy kisebb méretűt, a kora-anisusi végén, vagy közvetlenül utána (alsó-sebes-vízi szelvény: 2. rétegcsoport). Ez a Dolomitokban leírt Piz da Peres, vagy Voltago Konglomerátummal azonosítható. Egy második jelentősebb kiemelkedés történt a kora-illyrben (Miskolc-10. fúrás 2. szakasza), ami kora alapján megegyezik a Dolomitokban leírt Richthofen Konglomerátummal.

A Bükk triász üledékei a riftesedő területek felboltozódó részének (updoming part) fejlődését tükrözik (VELLEDITS 1998, VELLEDITS, in press). A vizsgált szelvényekben megjelenő szárazföldi üledékek a riftesedés során létrejött félárkok legmélyebb részeinek üledékeit reprezentálják.

Bevezetés

A cikkben az észak-bükki antiklinális két feltárását a Miskolc-10. fúrás (Zsófiatorony) rétegsorát és az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi–ladin rétegeit elemzem (*1a, 1b* és *2. ábra*). Ezt a két szelvényt azért választottam ki, mert bennük a triász riftesedés kezdetét jelző, a Bükkre oly jellemző szárazföldi üledékek jól tanulmányozhatók. Az alsó-sebes-vízi szelvényben a kiemelkedést követő gyors süllyedést is nyomon lehet követni. A cikkben külön-külön ismertetem a két rétegsort. A két szelvény által feltárt kiemelkedési eseményeket jelző konglomerátumokat előbb egymással, majd a Dolomitok azonos korú konglomerátumaival hasonlítom össze. Végül a Bükk triász fejlődéstörténetébe beillesztem a kiemelkedési eseményeket.

A szelvények vizsgálatánál felvetett problémák, és a munkamódszerek:

1. A kiemelkedés korának minél pontosabb meghatározása. Vizsgáltam mind a feküben, mind az áthalmozott kavicsokban lévő ősmaradványokat. A foraminiferákat BÉRCZINÉ MAKK Anikó, a zöldalgákat PIROS Olga határozta.

2. Milyen mértékű volt a lepusztulás? Csak a feküt érintette, vagy a fekü alatti képződményeket is. Erre a kérdésre is az áthalmozott kavicsok őslénytani és mikrofácies vizsgálatával kerestem a választ. A dolomit és a mészkő szétválasztásához mindkét feltárás csiszolatait és a vágott felületeket alizarin vörössel festettem.

1a. ábra. → A vizsgált terület elhelyezkedése (CSONTOS 1988 felhasználásával)
Fig. 1a Extension of the study area (after Csontos 1988). Legend: 1 marine Paleozoic rocks, 2 Lower Triassic (Gerennavár Limestone Formation and Ablakoskővölgy Formation), 3 Middle Triassic dolomite (Hámor Dolomite Formation), 4 Metarhyolite, meta-andesite (Szentistvánhegy Porphyirite Formation), 5 Metabasalt (Létrás Formation, Szinva Formation), 6 Middle Upper Triassic platform limestone (Berva Limestone Formation, Nagykőmázsa Limestone, Kisfennsík Limestone Formation), 7 Metamorphosed Middle Upper? Triassic limestone of platform facies (Fehérkő Limestone Formation, Fennsík Limestone Formation), 8 Middle Upper Triassic cherty limestone (Felsőtárkány Limestone Formation, Hollóstető Limestone Formation), 9 Carnian marl (Vesszős Formation), 10 Jurassic

1b. ábra.→ Az alsó-sebes-vízi alapszelvény és a Miskolc-10. fúrás földrajzi helyzete
Fig. 1b Geographical positon of the Alsó-Sebes-víz key section and borehole Miskolc-10. Legend: Sv.v.: Alsó-Sebes-víz key section, Mk-10: location of borehole Miskolc-10

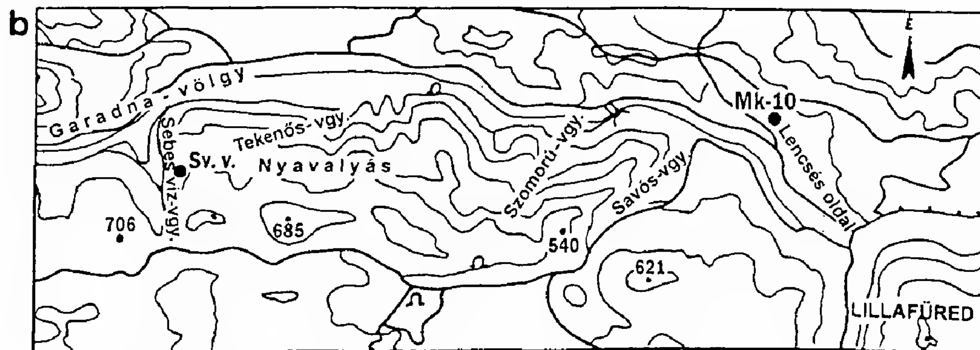
a

MISKOLC
LILLAFÜRED
FELSŐTÁRKÁNY
Ft-7
0 1 2
km

Jelmagyarázat

1. Tengeri paleozoos kőzetek
2. Alsó-triász (Gerennavári Mészkő Formáció és Ablakoskővölgyi Formáció)
3. Középső-triász dolomit (Hámori Dolomit Formáció)
4. Metariolit, metaandezit (Szentistvánhegyi Porfirit Formáció)
5. Metabazalt (Létrási Formáció, Szinvai Formáció)
6. Középső-felső-triász platform mészkő (Bervai Mészkő Formáció, Nagykőmázsai mészkő, Kisfennsíki Mészkő Formáció)
7. Középső-felső ?-triász metamorfizálódott platform fáciesű mészkő (Fehérkői Mészkő Formáció, Fennsíki Mészkő Formáció)
8. Középső-felső-triász tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő Formáció, Hollóstetői Mészkő Formáció)
9. Karni márga (Vesszősi Formáció)
10. Jura

b



0 1 km

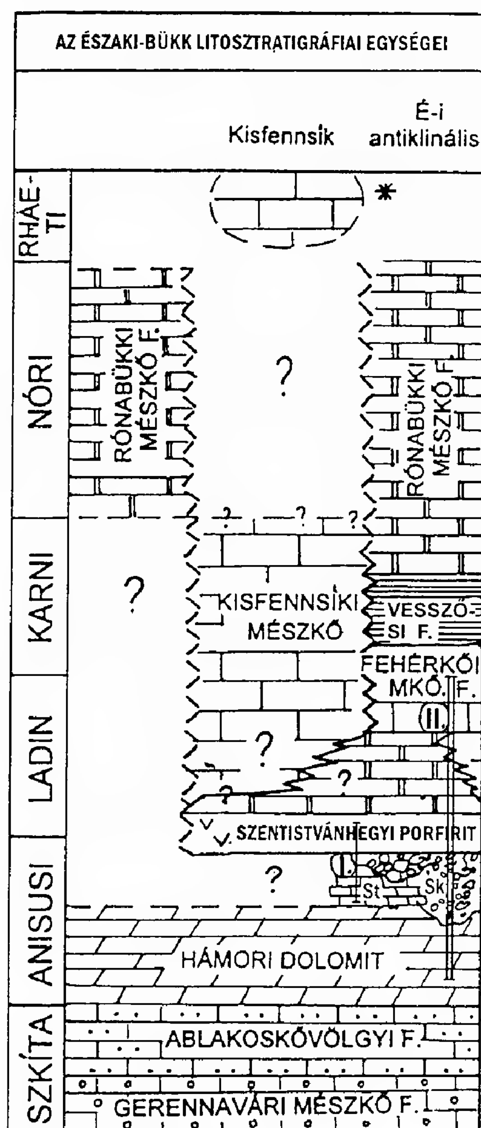
Sv.v.: alsó-sebes-vízi alapszelvény, Mk-10: a Miskolc-10. fúrás helye

3. Milyen környezetben, milyen üledékképződési folyamat során ülepedtek le a szárazföldi kőzetek? Erre a kérdésre az áthalmozott rétegsor litológiai jellegének vizsgálatával tudtam választ adni. A szárazföldi üledékek kiértékelésénél SZTANÓ Orsolya volt segítségemre.

4. A Sebesvízi szelvény a szárazföldi üledékek (Sebesvízi Konglomerátum Tagozat) fedőjét is feltárja, ezért a kiemelkedést követő süllyedés lépéseit szerettem volna nyomonkövetni a rétegsorban (5–10. rétegcsoport). A konglomerátum fedőjében lévő kőzetek utólagos tektonikai hatásokra annyira átalakultak, hogy mikrofácies vizsgálatra alkalmatlanok voltak, ezért csak az 5. rétegcsoportból készült két db vékonycsiszolat. A többi réteg üledékképződési környezetére csak a kőzettani jellegeiből következtettem.

5. A Miskolc-10. fúrás 2. szakaszának vörös homokkő rétegéből (89,7 m) és a Sebesvízi szelvény 2. rétegcsoportjának vörösagyagos kötőanyagából és a kavicsokból röntgendiffrakciós felvételek készültek, melyeket VICZIÁN István és KOVÁCS-PÁLFFY Péter értékelt ki.

6. Végül felvetődik a kérdés: hogyan illeszthető be a kiemelkedés a Bükk triász fejlődéstörténetébe? Mivel magyarázható a szárazföldi üledékek megjele-



Jelmagyarázat: St.: Steinalmi Mészkő
Sk.: Sebesvízi Konglomerátum
* Büdöskúti mészkőolisztolit

2. *ábra.* A Miskolc-10. fúrás és az alsó-sebes-vízi alapszelvény vizsgált rétegeinek litosztratigráfiai helyzete. Részlet a Bükk hegység triász litosztratigráfiai egységei táblázatból (VELLEDITS 1998). I – Miskolc-10. fúrás, II – az alapszelvény vizsgált rétegei

*Fig. 2. Lithostratigraphic position of the studied layers of the Alsó-Sebes-víz key section and Miskolc-10 borehole. Part of the table of the Triassic lithostratigraphic units of the Bükk Mts., VELLEDITS 1998. Legend: St.: Steinalm Limestone, Sk.: Sebesvíz Conglomerate, * Büdöskút calcolistolith (Dachstein Limestone with Lower Middle Jurassic fissure fillings). I – Miskolc-10 borehole, II – studied layers of the key section*

nése a triász tengeri üledékek között? A riftesedési modellek tanulmányozása segített ennek a kérdésnek a megválaszolásában.

Miskolc-10. fúrás (Zsófiatorony)

A fúrást LESS György mélyíttette 1989-ben, részben szerkezetkutatási céllal, részben a Hámori Dolomit és a Szentistvánhegyi Porfirit között települő Sebesvízi Konglomerátumot akarta feltárni. A fúrás első leírását, és a mintákból készült Rtg-felvételek eredményeit az Országos Földtani és Geofizikai Adattár őrzi (LESS 1992).

Földrajzi hely: Lillafüred; a Lencsés-oldalon, az Ómassa–hollóstetői útelágazástól ÉNY-ra 1 km (*1a*, és *1b. ábra*).

Geológiai helyzet: A fúrás az észak-bükki antiklinális középső- és felső-anisusi (pelsoi–illyr) rétegeit harántolta.

A fúrás rétegsora 4 nagy egységre osztható: (*3. ábra*)

I. szakasz: 120–99,9 m világosszürke mészkő és dolomit: Steinalmi Mészkő

Az I. szakasz kőzeteiben 3 mikrofáciestípus különíthető el.

1. Zöldalga wacke- packstone (Mintaszám: 116,8 m, 116,4 m.)

Világosszürke mészkő. Az anyag megtartása rossz, utólagos repedésekkel sűrűn átjárt. Mikrites alapanyagban tömegesen fordulnak elő zöldalgák: *Physoporella pauciforata gemerica* BYSTRICKÝ (II/1. kép), *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKÝ (I/4. kép), *Physoporella pauciforata undulata* PIA (I/3. kép), *Physoporella* sp., *Teutloporella peniculiformis* OTT. Mellettük foraminiferák: *Ammobaculites* sp., *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMAN, *Endoteba* sp., *Meandrospiranella* sp. (I/1. kép), *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Textularia* sp., *Variostoma* sp. (I/2. kép), és elvétve crinoidea vázelemek is megjelennek.

Üledékképződési környezet: nyugodt vízű lagúna árapályöv alatti része.

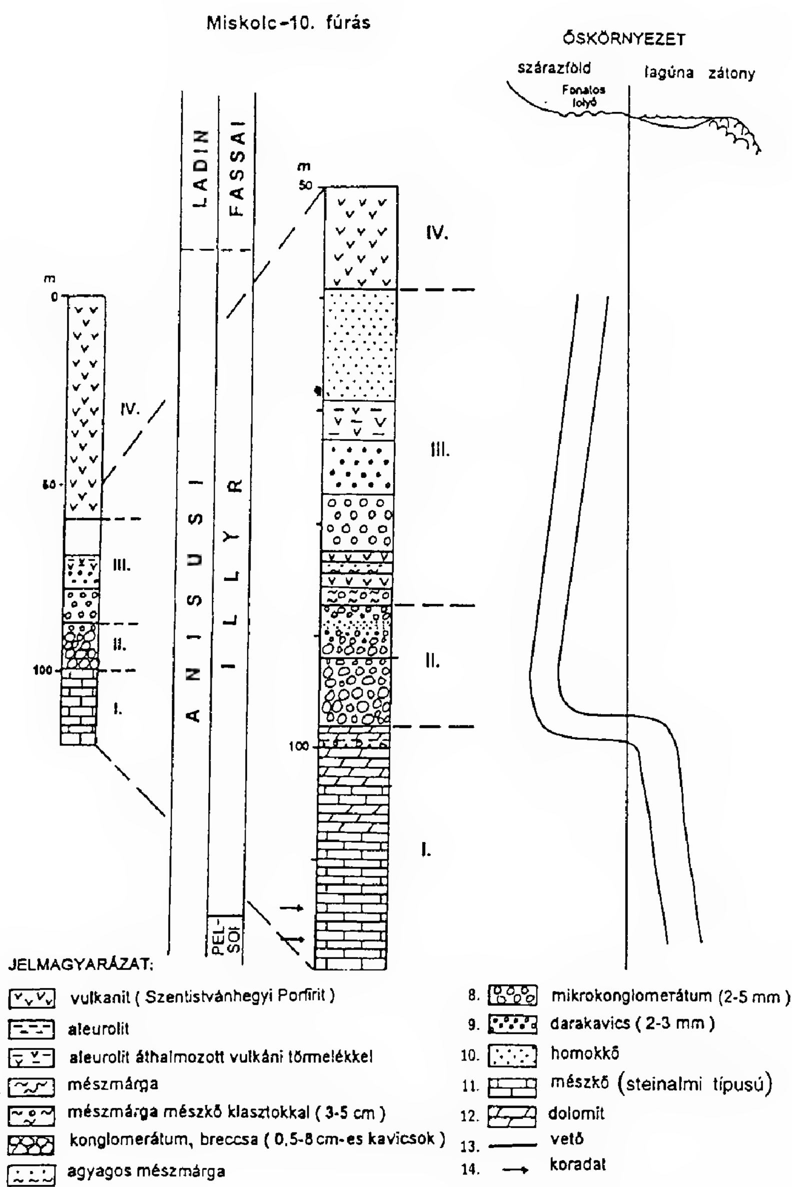
Kor: középső-anisusi; pelsoi.

2. Foraminifera packestone (Mintaszám: 114,5–114,65 m)

Középszürke mészkő és dolomit. Szabadszemmel 1–2 mm-es, az alapanyagnál sötétebb szürke foltok tömegesen észlelhetők. Mikrites alapanyagban tömegesen egyetlen foraminifera faj; *Pilammina densa* (PANTIČ) (II/2–3. kép) fordul elő. A foraminiferák váza szemcsevázú szövetet alkot. A csiszolatot alizarin vörössel megfestettem; a foraminiferák váza kalcit, a kötőanyag dolomit.

Üledékképződési környezet: normálsós víz, lagúna.

Kor: a középső- és késő-anisusi határán (pelsoi/illyr határ) számos szelvényben megjelenik egy réteg, ami csak egyetlen foraminifera fajt, a *Pilammina densa*-t tartalmaz; a germán epikontinentális medencétől (Alsó-Szilézia, Lengyelország központi része (GLAZEK 1973) a Tethys medencéig (Montenegro (PANTIČ 1965), Karakaya-medence (ALTINER 1993).



3. *ábra.* A Miskolc-10. fúrás rétegsora és fáciesgörbéje.

Fig. 3. Sequence and facies curve of borehole Miskolc-10. Legend: 1 vulcanite (Szentistvánhegy Porphyrite), 2 aleurolite, 3 aleurolite with reworked volcanic clasts, 4 calcareous marl, 5 calcareous marl with limestone clasts (35 cm), 6 conglomerate, breccia (pebbles of 0.58 cm), 7 clayey calcareous marl, 8 microconglomerate (25 mm), 9 crushed gravel (23 mm), 10 Sandstone, 11 Limestone (Steinalm-type), 12 dolomite, 13 fault, 14 age data

Megjegyzés: ugyanez a mikrofácies (*Pilammina densa* packstone) jelenik meg a szomorúi dolomitbányától 200 m-re Ny-ra a nyavalyási hegyoldalban, valószínűleg ugyanerről a rétegről van szó (PELIKÁN Pál szóbeli közlés).

Hasonló mikrofácies ismert az Alsóhegy (Aggtelek–Rudabányai-hegység) Steinalmi Mészkövében (BÉRCZI-MAKK 1996). A Tiszai egység germán típusú rétegsorából is számos helyéről kerültek elő hasonló kifejlődések: Mecsek, Zuhányai Mészkő Formáció: RÁLISCHNÉ FELGENHAUER & TÖRÖK (1993), Duna–Tisza köze (BÉRCZINÉ MAKK szóbeli közlés).

3. Dolomit mudstone (Mintaszám: 105,0 m.)

Mikrites alapanyagban elszórtan dolomit romboéderek figyelhetők meg. Üledékes struktúra, vagy ősmaradványok nem láthatók. A kőzet a dolomitosodás során teljesen átkristályosodott, eredeti szöveti jellegeit elvesztette. Alizarinos festés során csak a kőzetben lévő hajszálrepedések színeződnek.

Megjegyzés: a fúrás I. szakaszát (120–99,9 m) képező mészkő és dolomit valószínűleg azonos PELIKÁN (1993) Nyavalyási Mészkő Tagozatával, melyet a Hámori Dolomit legfelső szintjeként különített el. A Hámori Dolomitot BALOGH (1980) is két részre osztotta. Alsó részét Vadászvölgyi Dolomit Tagozat, felső részét Nyavalyástetői Mészkő Tagozat néven különítette el. A Nyavalyástetői Mészkő Tagozatból foraminiferákat (*Glomospira articulosa, Gl. tenuifistula, Gl. sigmoidalis*), és korallt (*Triadophyllum*) írt le, korát illyrnek határozta. A fúrás által feltárt képződmény litofáciese és ősmaradványai alapján az Aggtelek–Rudabányai-hegység Steinalmi Mészkő Formációjának feletethető meg (PIROS & KOVÁCS 1993), javaslom, hogy a Bükkben is különítsük el, illetve vezessük be a Steinalmi Mészkő Formációt a Hámori Dolomit felső, korábban Nyavalyástetői Mészkő néven elkülönített tagozatára.

II. szakasz: 99,9–87,3 m durvaszemcsés törmelékes kőzetek

A második egységet három kőzettípus ciklikus váltakozása alkotja:
A. Konglomerátum/breccsa (III/1. és IV/3. kép).
B. Vörös homokkő (IV/1. kép).
C. Sárgásbarna homokos agyag.

A. Konglomerátum/breccsa rétegek

- Vastagsága 40 és 540 cm között változik, (5,4 m, 0,4 m, 1,2 m, 0,6 m, 1 m.)
- anyaga polimikt: uralkodnak a dolomit kavicsok, alárendeltek a mészkő és az agyagkő kavicsok.
- a szemcsék csak kissé kerekítettek,
- a szemcsenagyság 2 mm – 8 cm között változik,
- a szemcsék közti teret vörös, vagy sárga agyag tölti ki, csak 89,95 m-nél jelennek meg pár mm-es vulkáni eredetű szemcsék a kavicsok között (IV/3. kép).
- mind normál, mind fordított gradáció megfigyelhető, bár az utóbbi ritka,
- a kőzet szövete szemcsevázú.

A szemcsék vizsgálatához a csiszolatokat alizarin vörössel festettem meg. Az áthalmozott szemcsék anyagát vizsgálva a következő típusokat kölöníthetjük el:

Dolomitkavicsok

1. *Homogén dolomit:*
   a. A dolomit kristályok 30–40 μm közöttiek, a korai diagenezis során jöttek létre.
   b. Jólfejlett dolomitkristályok (100–120 μm), a mélybetemetődés során keletkeztek.

2. *Dolomit: foraminiferás mudstone:*

A leggyakrabban előforduló kavicstípus. (Mintaszám: 99,5/II.1. kavics, 99,5/II.3. kavics, 95,5/III.1. kavics, 89,95–89,8/I).

A kavicsok anyagának megtartása gyakran rossz, repedésekkel sűrűn átjárt. A mikrites alapanyag foltokban gyakran páttá alakul. A kavicsokból számos foraminifera: *Ammobaculites* sp. (V/8. kép), *Diplotremina* sp., *Earlandinita* sp. (V/3. kép), *Endoteba* sp., *Glomospirella* sp. (V/1. kép), *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira dinarica* KOHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ (IV/2. kép), *Meandrospira* sp., *Meandrospiranella samueli* SALAJ (IV/4. kép), *Meandrospiranella* sp. (V/2. kép), *Tolypammina gregaria* WENDT (V/5-6. kép), *Tolypammina* sp. (V/4. kép), *Trochammina almtalensis* (KOHANSKY-ZANINETTI) és egy mikroproblematicum (*Macrotubus babai* FOIS (V/7. kép) került elő.

Üledékképződési környezet: a lagúna árapály öv alatti része.

Kor: pelsoi (középső-anisusi).

3. *Dolomit: foraminiferás grainstone. (Minta: 99,5 m/I.1. kavics, 95,5 m/II.1. kavics).*

Mikropátos kötőanyagban peloidok, ősmaradványok (*Meandrospira dinarica* KOHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp., *Tubiphytes* sp.) és litoklasztok láthatók. A litoklasztokat mikrites szegély övezi, belsejük páttá alakult (IV/5. kép). Több szemcsén megfigyelhető, hogy a kőzet foltokban kalcitot tartalmaz.

Üledékképződési környezet: a grainstone szövet nagyenergiájú, erősen mozgatott vízű környezetre utal. Platform peremi mozgó mészhomok-domb fáciese.

Kor: pelsoi (középső-anisusi).

4. *Ooidos grainstone. (Mintaszám: 99,5 m.)*

A kerek ooidok egymást érintik, átmérőjük 250 μm. Az ooidokat pát övezi, a szemcsék közti térben gyakran kalcit található.

Üledékképződési környezet: állandó vízmozgásnak kitett környezet, a platform peremén, a mozgó mészhomokdombok övében.

5. *Pelletes packstone (III/3. kép) (Mintaszám: 89,95–89,8/II.3. kavics.)*

Kerekded, vagy ovális, fekete mikrites csomók (pelletek) mikropátos alapanyagban. A kavics szövete szemcsevázú.

Üledékképződési környezet: a lagúna árapályöv alatti része. Mivel a pelletek homogének valószínűleg csigától származnak.

6. Algalaminit (III/2. kép)
Üledékképződési környezet: peritidális üledék.

7. Kagylóhéjas mudstone (IV/6. kép). (Mintaszám: 99,5/1.)
Mikropátos alapanyagban vékony kagylóhéjak, mennyiségük 5%. Az eredetileg mikrites alapanyag a diagenezis során mikropáttá alakult.
Üledékképződési környezet: medence.

Mészkőkavicsok
A kis számú mészkőkavics a dolomitkavicsokhoz képest viszonylag jó megtartású. Szövetük ép, elegyrészeik jól felismerhetők.

8. Radioláriás, szivacstűs, ostracodás wackestone: (Mintaszám: 89,95–89,8/I.)
Csak két darab ilyen típusú kavics került elő a mintákból.
Mikrites alapanyagban pelágikus kagylóhéjak, átkalcitosodott radioláriák, ostracoda, süntüske metszet, foraminifera (Frondicularia?) észlelhetők.
Üledékképződési környezet: mélyebbvízi környezetben, medencében keletkezett üledék, mivel dominálnak a pelágikus faunaelemek.

9. Crinoideás packstone (III/4. kép) (Mintaszám: 95,5/III.)
Egyetlen 0,8–2 cm-es kavics képviseli ezt a típust.
Mikrites alapanyagban crinoidea töredékek, átkalcitosodott mollusca héjtöredék, és bryozoa töredék figyelhető meg. Az elegyrészek a mátrixban rendezetlenül helyezkednek el.
Üledékképződési környezet: vagy a lagúna mélyebb, nyugodtvizű része, vagy a platformról a medencébe áthalmozott üledék.

10. Agyagkő kavicsok.
Mennyiségük kevés, nagyságuk változó: pár mm és néhány cm között változik.

B. Vörös homokkő rétegek

Vastagsága 15 és 40 cm.
89,7 m-nél a homokkő összetétele röntgendiffrakciós vizsgálat alapján: kvarc, csillámok, karbonát (VICZIÁN I., KOVÁCS-PÁLFFY P. szóbeli közlés).
Üledékképződési környezet: a vörös homokkő rétegek a fonatos folyó keresztzátonyának (gázló) üledékeit képviselik (SZTANÓ O. szóbeli közlés).

C. Sárgásbarna homokos agyag

Vastagsága 10–15 cm.
Üledékképződési környezet: valószínűleg ártéri üledék.
Összegzés: (a fúrás II. szakaszának [99,9–87,3 m] fáciesértelmezése)
A fúrás második szakasza egy fonatos folyó üledékeként értelmezhető (SZTANÓ O. szóbeli közlés). A konglomerátum/breccsa rétegek (A) a fonatos folyó meder, a vörös homokkő (B) közbetelepülések a "gázló" (keresztzátony), a sárgásbarna homokos agyag rétegek (C) pedig az ártér üledékei.
A konglomerátum/breccsa rétegek kavicsai csak kissé kerekítettek, ami arra utal, hogy nem szállítódtak messziről. A kavicsok nagyrésze dolomit, a bennük

talált ősmaradványok alapján a Hámori Dolomit Formációból származnak. Egy lagúna különböző részeinek üledékeit képviselik. Feltűnő, hogy nagyrészük a szubtidális övben ülepedett le, az árapály övből csak az ooidos grainstone és az algalaminit származik. Mivel a dolomit kavicsok a legnagyobbak, és mennyiségük is a kavicsanyag nagy részét adja, ezek származási helye a közelben lehetett. A mészkőkavicsok csak nagyon kis mennyiségben vannak jelen és méretük is kisebb, ezért feltételezhetően távolabbról származnak. Megfelelő ősmaradvány hiányában az eredeti képződmény korát nem tudjuk. Ha a kavicsok anyagából az eredeti leülepedési környezetet rekonstruáljuk, akkor meglepődve tapasztaljuk, hogy a kavicsok nemcsak egy hajdani platformról, hanem egy medencéből is származnak. Ezért vagy a pelsoiban, vagy az illyr elején már feltételeznünk kell medencék kialakulását. A platform differenciációja tehát a kiemelkedést megelőzően legkésőbb már a középső-anisusi végén megindult. A kavicsok között kis mennyiségben agyagkövet is találunk, ezek valószínűleg a felső-szkíta Ablakoskővölgyi Formációból származnak.

A 89,95–89,8 m-ből vett mintában a kavicsok között 1–2 mm-es szemcsék jelennek meg, melyekben plagioklász lécek ismerhetők fel. Bár ezek a szemcsék erősen bontottak, vulkáni eredetük biztosan megállapítható, sőt bázisos jellegeiket is kizárhatjuk. (B. ÁRGYELÁN Gizella szóbeli közlés).

Az áthalmozott kavicsok kora:

- középső-anisusi (pelsoi): Hámori Dolomit (2–3. típus),
- késő-szkíta: Ablakoskővölgyi Formáció (10. típus),
- kora-szkíta ? Gerennavári Mészkő, (a 4. és az 5. típus mikrofáciese alapján feltételezhető, hogy a kavicsok a Gerennavári Mészkőből származnak)

III. szakasz: 87,3–59,1 m finomszemcsés törmelékes kőzetek (homokkő, mikrokonglomerátum)

A fúrás ezen szakaszából a különböző kőzettípusokból reprezentatív mintákat vettem és azokat elemeztem.

86,6–86,5 m: márga dolomitkavicsokkal.

Az I. szakaszhoz képest jelentősen csökken a kavicsanyag mennyisége. A kőzet szövete mátrixvázú, a mátrix barnássárga márga, benne elszórtan néhány kissé kerekített dolomitkavics fordul elő. Gravitációs tömegmozgás, valószínűleg törmelék-iszapfolyás üledéke (SZTANÓ O. szóbeli közlés).

83,0 m: aprószemcsés piroklasztit.

A szemcsék színe fehér és lilásvörös. A szemcsék átlagos átmérője 2–3 mm, de néhány 8–10 mm-es is előfordul, anyaguk 90%-ban zónás plagioklász, 10%-ban dolomit. A mátrix átalakult vulkáni üveg. A kőzetjellegekből egyidejű vulkáni működésre következtethetünk.

79,0–77,9 m: barnás-lilás darakavics, finomkavics (VI/1. kép).

A szemcsék mérete 2–8 mm, 95%-a andezit (afanitos andezit), 5%-a karbonát. A karbonát szemcséket agyagásványfilm burkolja. Az alapanyag átalakult kőzetüveg. Valószínűleg vulkáni eredetű gravitációs tömegmozgás, egykori lahar üledéke (SZABÓ Cs. szóbeli közlés).

76,5 m: durvahomokkő.
2–8 mm-es klasztok irányított elrendezésben. A klasztok színe lilásvörös-vörös, bordó, fehér, zöld. A vulkanoklasztok mennyisége visszaszorult az előző mintához képest, ami a kitörési szünetekben visszatérő folyóvízi üledékképződést jelzi.
70,6 m: arkóza.
Lilásvörös, barnáslila színű kőzet, benne apró, szabadszemmel alig észrevehető sötétlila szemcsék. A szemcsék nagyrésze plagioklász. Körvonaluk kerekítetlen, az anyag nem származhat messziről.
68,3 m: arkóza (VI/2. kép).
A kőzet makroszkóposan hasonlít a 70,6 m-es mintához, de egy több cm-es kerekítetlen kőzettörmelék (riolit) is előfordul benne. A szemcsék nagyrésze plagioklász, melynek körvonala annyira ép, hogy csak levegőben szállítódhatott.
48,5 m: karbonátszemcsés vulkanit (VI/3. kép).
Világoszöld alapanyagban szabálytalan körvonalú lila foltok. A foltokat vékony sötétzöld szegély övezi. A kőzet vázát nagy plagioklász lécek alkotják, közöttük alaktalan karbonáttörmelékek láthatók. A karbonátszemcsék pereme átalakult. A kőzet egy lávaár terméke: a vulkáni elegyrészek között a karbonátszemcsék a lávaár által feltépett, és bekebelezett üledékeket jelölik.

IV. szakasz: 59,1-0 m zöld vulkáni tufa.

Összefoglalás

A fúrás rétegsorából a terület fejlődésére az alábbi következtetéseket tehetjük (3. *ábra*)

– A fúrás I. szakaszának dolomit és mészkő rétegei (120,0–99,9 m) lagúnában ülepedtek le. (Steinalmi Mészkő)

– II. szakasz (99,9–87,3 m): kiemelkedés, lepusztulás, mely a késő-anisusiban, az illyr elején történt. Tektonikus mozgások során, vetők mentén jelentős szintkülönbségek jöttek létre. Ezek szolgáltatták az anyagot a lepusztuláshoz. Az áthalmozott medencefáciesű mészkőkavicsokból arra következtetünk, hogy a kiemelkedést a platform differenciációja előzte meg, platformok és medencék léteztek egymás mellett.

– III. szakasz (87,3-59,1 m): a konglomerátum/breccsa szintet homokkő szint (arkóza) követi. Jelentősen megváltozott a szemcsék nagysága és összetétele.

– A szemcsék átmérője jelentősen lecsökkent. Ennek oka valószínűleg az, hogy a tektonikus mozgások következtében létrejött térszíni különbségek csökkentek, vagy megszűntek.

Az üledékes szemcsék (dolomit, márga, pala) között egyre nagyobb mennyiségben jelennek meg a vulkáni eredetű szemcsék. Az üledék felhalmozódását egyre jelentősebb mértékben befolyásolja a vulkanizmus felerősödése. A vulkáni anyag 59,1 m után válik uralkodóvá. 83 m fölött egyidejű vulkáni működésre következtethetünk, majd lahar üledék is megjelenik (79,0–77,9 m)

A fúrás rétegsora 59,1 m vastag tufa üledékkel zárul.

Az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi–ladin rétegei

Földrajzi hely: az alapszelvény anisusi–ladin rétegei a hegység É-i részén, a Garadna-völgy D-i mellékvölgyében, Bánkút és Lillafüred között félúton, a Nyavalyás nevű erdőrész NY-i szélén (*1a*, és *1b ábra*), az erdészeti út keleti oldalán találhatók.

Geológiai helyzet: A szelvény az Észak-bükki antiklinális rétegsorának egyik legteljesebb feltárása, a felső-permi Nagyvisnyói Mészkőtől a felső-triász Vesszősi Formációig terjed. Vizsgálataim csak a szelvény anisusi–ladin rétegeire korlátozódtak (*4. ábra*).

1. *Rétegcsoport: Hámori Dolomit*

Ősmaradvány nem került elő, a kőzet litosztratigráfiai helyzete alapján az anisusi emeletbe tartozik.

2. *Rétegcsoport: Sebesvízi Konglomerátum*

Vörösagyagos alapanyagban 0,3–20 cm-es, szögletes, osztályozatlan dolomit kavicsok úsznak (VII/1–2. kép). A rétegcsoport maximális vastagsága 2,1 m. A kavicsokból csiszolati, az alapanyagból pedig rtg-diffrakciós vizsgálatokat végeztünk.

1) A kavicsok mikrofácies típusai
A mikrofácies típusok közül néhány megegyezik a Miskolc-10. fúrás II. szakaszának (99,9 m–87,3 m) típusaival, ezért ezeket itt részletesen nem tárgyalom.

Mikrokristályos dolomit=Miskolc-10. fúrás, 1/a típus.

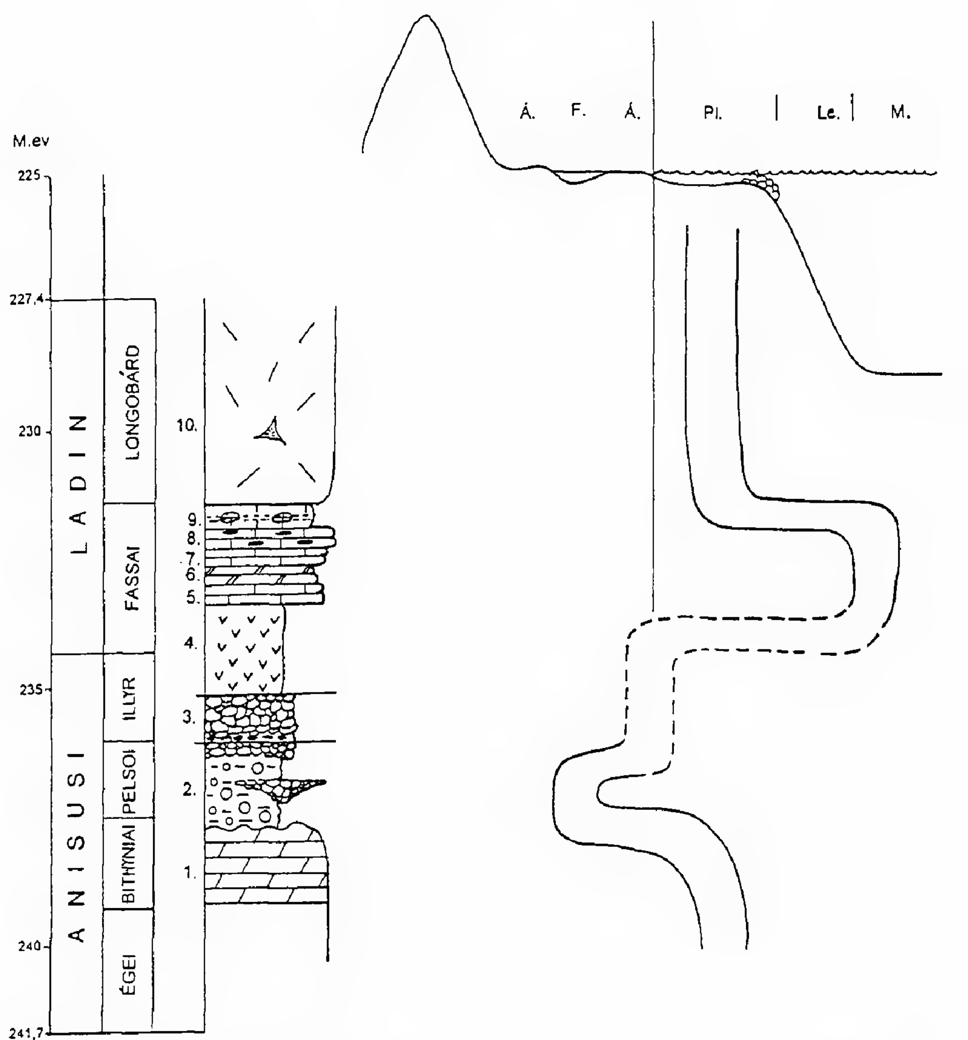
Foraminiferás mudstone
Foraminiferák: *Nodosaria* sp. *Tolypammina* sp.,

Ooidos, foraminiferás grainstone
Az ooidok mellett viszonylag nagyszámban jelennek meg a foraminiferák (*Meandrospira deformata* SALAJ (VIII/4. kép), *Planiinvoluta?* sp. (VII/4. kép), *Reophax* sp., *Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp. 6 db (VIII/2–3. és 5, IX/2. kép) is. Kor: kora-anisusi

Mudstone kagylóhéjakkal és foraminiferával
Mikrites alapanyagban vékonyhéjú kagylóhéj metszetek és foraminifera (*Tolypammina* sp.).

4. ábra. → Az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei és fáciesgörbéje

Fig. 4. → *Anisian–Ladinian layers and facies curve of the Alsó-Sebes-víz key section. Legend: 1 medium grey dolomite (Hámor Dolomite), 2 dolomite pebbles in red clay (Sebesvíz Conglomerate), 3 breccia (Sebesvíz Conglomerate), 4 vulcanite (Szentistvánhegy Porphyrite), 5 dark grey laminar limestone, 6 white dolomite, 7 dark grey cherty limestone with slate and radiolarite intercalations, 8 light grey limestone, in certain horizons limestone clasts in matrix of red clay peels, 9 white massive limestone (Fehérkő Limestone), 10 Fault, 11 discordance. Abbreviations: 1:bundle, A: floodplain, F: stream bed, PL: platform, Le: slope, M: basin*



1 Középszürke dolomit (Hámon Dolomit)

2. Vörös agyagban dolomit kavicsok (Sebesvízi Konglomerátum)

3 Breccsa (Sebesvízi Konglomerátum)

4. Vulkanit (Szentistvánhegyi Porfirit)

5. Sötétszürke, lemezes mészkő

6. Fehér dolomit

7 Sötétszürke tűzköves mészkő, aleurolit pala és radiolarit közbetelepülésekkel

8 Világosszürke mészkő, bizonyos szintekben vörös agyagfilmes alapanyagban mészkőklasztok.

9 Fehér, tömeges mészkő (Fehérkő; Mészkő)

10. Vető

11. Diszkordancia

1. Rétegcsoport

Á : Ártér

F : Folyómeder

Pl : Platform

Le. Lejtő

M . Medence

Pelletes wackestone

Mikrites alapanyagban nagy mennyiségben peloidok, pelletek és intraklasztok láthatók. Az intraklasztok belseje kioldódott, moldjait dolopát tölti ki. Viszonylag gazdag foraminiferákban (*Glomospirella* sp., *Hoyenella sinensis* (HO), *Meandrospira pusilla* (HO), *Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp.).

Kor: kora-anisusi

2) Alapanyag:

Vörös, palás agyag: vörösesbarna agyag, palás elválási lapjai hegyesszögben érintkeznek, melyek matt fényűek, vagy limonitos bevonatúak.

Röntgendiffrakciós felvétel készült mind a teljes kőzetről, mind a 2 μm alatti frakcióról. (A felvételeket VICZIÁN I. – KOVÁCS PÁLFY P. értékelte ki.) Jellegzetes és különleges ásványai az Al-klorit és a pirofillit. Mivel mindkettő Al-ban dús ásvány, valószínűleg kaolinit átkristályosodásából keletkezett az igen kisfokú metamorfózis során (anchizóna). Ez az Al-gazdag agyagásvány-együttes, valamint a sok hematit eredetileg laterites jellegű erős mállást szenvedett kőzetanyagra utal. Az agyagásványok közül az illit kettős jellegű; egy része 2M módosulatú, törmelékes, vagy már metamorf termék, más része rosszul kristályosodott, széles bázisreflexiójú. Ez utóbbi eredetileg szmektit volt, így a kiindulási anyag tufás jellege sincs kizárva.

Összegzés: a 2. rétegcsoport fáciesértelmezése:

A vörösagyagos alapanyag ásványos összetétele laterites mállásra utal, tehát szárazföldi eredetű, a kőzet litológiáját is figyelembe véve folyóvízi, ártéri üledékként értelmezhető. A benne lévő lilásszürke, a szelvényben 120x300 cm-es tál alakú metszetet mutató konglomerátum (VII/1. kép) pedig mederüledékként (SZTANÓ O. szóbeli közlés) értelmezhető.

3. *Rétegcsoport: Sebesvízi Konglomerátum*

Szürke dolomitos, meszes kötőanyagban különböző nagyságú (0,5–10 cm), és anyagú szemcsék. A kavicsok sarka helyenként annyira éles, hogy breccsáról is beszélhetünk, elrendezésükben semmiféle szabályszerűség nem látható. A réteg vastagsága a bizonytalan települési viszonyok és az utólagos tektonika miatt nem állapítható meg pontosan. Becsült vastagsága 6–8 m.

1. Kavicsok

A dolomitkavicsok hasonlóak a 2. rétegnél felsorolt típusokhoz, és ezen túl agyagkő kavicsok is megjelennek.

A kavicsanyag vizsgálatából megállapíthatjuk, hogy az a feküt képező Hámori Dolomitból és az alatta lévő Ablakoskővölgyi Formációból származik. A lepusztulás tehát nemcsak a fekü Hámori Dolomitot, hanem az alatta települő Ablakoskővölgyi Formációt is érintette.

2. Kötőanyag: részben mész, részben dolomit.

Üledékképződési környezet: A feltárásból egyértelműen nem sikerült meghatározni a 3. rétegcsoport üledékképződési környezetét. A szelvényben ész-

lelhető tendenciákat figyelembe véve a legvalószínűbb, hogy időszakos folyók által a tengerbe szállított, és ott lerakott üledékről van szó.

Kor: a 2–3. rétegcsoport áthalmozott dolomitkavicsaiban talált foraminiferák kora kora-anisusi, ezért nagyon valószínű, hogy a rétegcsoport is az kora-anisusiban, vagy a pelsoiban keletkezett. A kiemelkedés is nagy valószínűséggel a kora-anisusiban (égei–bithyniai) zajlott, ha később történt volna (mint a Miskolc 10. fúrás esetében), akkor a kavicsoknak itt is tartalmazniuk kellene pelsoi és illyr korú fosszíliákat, és medence fáciesű kavicsokat.

Az agyagkő kavicsok valószínűleg az Ablakoskővölgyi Formációból származnak, ebben az esetben koruk késő-szkíta.

Megjegyzés: a Magyar Rétegtani Bizottság Triász Albizottsága a Sebesvízi Konglomerátumot tagozat szinten különítette el a Hámori Dolomit Formáción belül (PELIKÁN 1993). BALOGH (1980) az Alsó-Sebes-víz keleti oldalán lévő dolomit konglomerátumot "terresztrikus agyagbetelepülés"-nek , egy "rövid felső-illyriai üledékszünet nyoma"-ként értelmezi.

4. Rétegcsoport: Szentistvánhegyi Porfirit Formáció

Zöldesszürke vulkanit, vastagsága a szelvényben nem határozható meg.

5. Rétegcsoport: sötétszürke, lemezes mészkő

Szövete az utólagos szerkezeti mozgások következtében irányítottá vált (IX/1. kép). Mikrocáfiese: filamentumos, radioláriás wackestone (IX/5. kép). Mikrites alapanyagban radioláriák és pelágikus kagylóhéj metszetek láthatók. A fosszíliák az utólagos tektonika következtében préseltek, és egyirányban nyúltak.

Üledékképződési környezet: medence üledék. Kor: az 5. rétegcsoportból előkerült conodonták (*Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella* cf. *transita* KOZUR & MOSTLER, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)) alapján ladin; a fassai felső része (KOVÁCS S. szóbeli közlés).

6. Rétegcsoport: fehér dolomit.

7. Rétegcsoport: lemezes, szürke mészkő.

8. Rétegcsoport: szürke, tűzköves mészkő, aleurolit pala és radiolarit közbetelepülésekkel.

9. Rétegcsoport: világos szürke mészkő, bizonyos szintekben vörös agyagfilmes alapanyagban mészkőklasztok.

10. Rétegcsoport: fehér, tömeges mészkő, sztromataktisszal és elmosódott körvonalú ősmaradványokkal (Fehérkői Mészkő).

A rétegsorból a terület fejlődésére az alábbi következtetéseket vonhatjuk le (*4. ábra*):

1. rétegcsoport: a Hámori Dolomit anisusi lagúna üledéke.

Az 1. és 2. rétegcsoport között a kiemelkedés miatt a platform szárazulattá válik. A kiemeltebb területekről az üledék lepusztul.

2. rétegcsoport: szárazföldi üledékek. A rétegsor valószínűleg ártéri, és egy folyómeder üledékeivel folytatódik.

3. rétegcsoport: partmenti törmelékkúp keletkezik, valószínűleg a kezdődő transzgressziót jelzi.

4. rétegcsoport: vulkáni tufa felhalmozódás.

5–9. rétegcsoport: tengeri, uralkodóan karbonátos üledékképződés. Érdekes, hogy a Bükk déli részén mélyült Felsőtárkány-7. fúrás rétegsorához hasonló rétegtani helyzetben jelenik meg itt is a radiolarit (VELLEDITS 1998), jelezve a medence kimélyülését.

10. rétegcsoport: a késő-ladinban (feltehetően a relatív tengerszint-emelkedés csökkenése következtében), a platformok előrenyomulnak a medencék irányában. Valószínűleg ezzel magyarázható, hogy az üledékképződés a medencéből a platformra tevődik át.

A 4. és az 5. rétegcsoport közötti fáciesugrás olyan nagy, amit nem magyarázhatunk eusztatikus transzgresszióval, jelentős tektonikai süllyedést kell feltételeznünk.

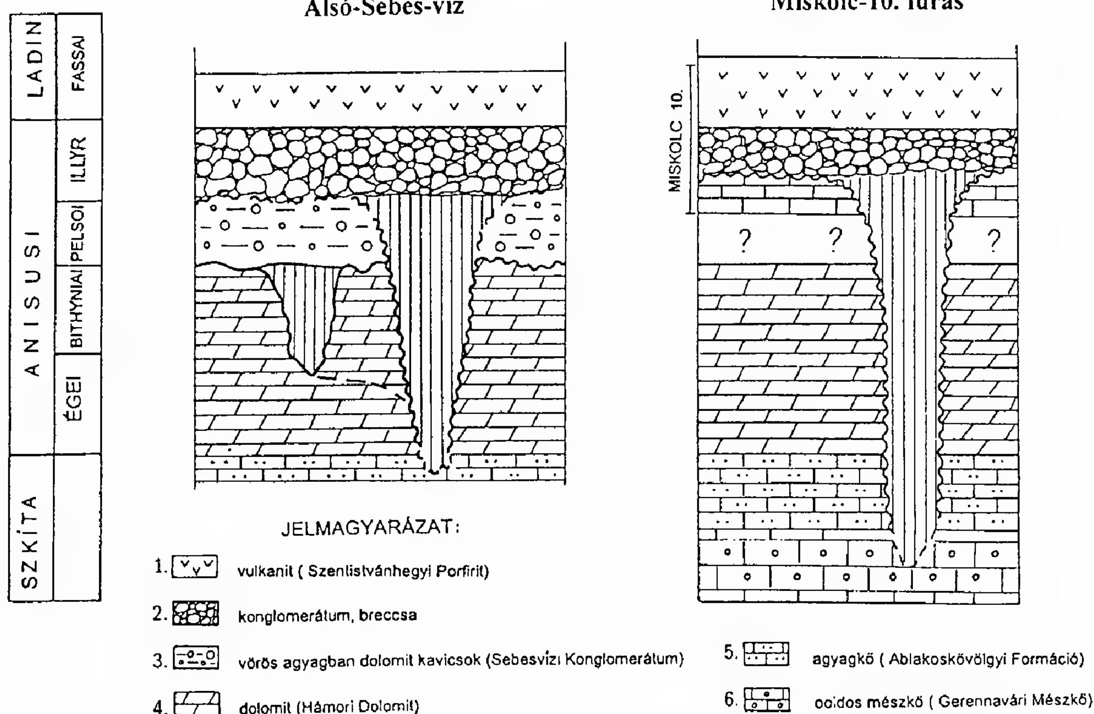
A szelvény fáciesgörbéjét összehasonlítva más bükki szelvény, pl. a Felsőtárkány-7. fúrás fáciesgörbéjével az anisusi–középső-ladin időintervallumban hasonló tendenciát figyelhetünk meg. Az anisusiban (itt valószínűleg a kora-anisusiban) a terület kiemelkedik, majd a kora-ladinban több száz métert süllyed. A kezdeti gyors süllyedés itt is lelassul, sőt az üledékképződés a késő-ladinban kisebb vízmélységben, a platformon folytatódik.

Az anisusi lepusztulási események korrelálása

Mind a Miskolc-10. fúrásban (5. *ábra*), mind a sebesvízi szelvényben a tengeri üledékek (dolomit, mészkő) fölött éles (eróziós) határral szárazföldi képződmények következnek. Felvetődik a kérdés, vajon ugyanarról a kiemelkedési eseményről van-e szó? A kérdés biztos megválaszolásához néhány fúrásra és további anyagvizsgálatokra lenne szükség. Anyagvizsgálati eredményeink jelenlegi szintjén az alábbi megállapítások tehetők:

a Miskolc-10. fúrás esetében a lepusztulás pontos korát meg tudjuk határozni (5. *ábra*). A fekü késő-anisusi (legalsó-illyr) korú, a kiemelkedés tehát ezután az illyrben történt. Az áthalmozott kavicsok eltérő korúak és fáciesűek. Találunk közöttük pelsoi korú dolomitot (Hámori Dolomit), felső-szkíta palát (Ablakoskővölgyi Formáció), és valószínűsíthető az kora-szkíta korú Gerennavári Mészkő jelenléte is (ld. korábban). A kavicsanyag fácieseiből arra is következtethetünk, hogy a kiemelkedés előtt a platform feldarabolódásának következtében már kialakult a platform-medence rendszer. A Miskolc-10. fúrásban tanulmányozható lepusztulás több képződményt érintett, tehát valószínűleg jelentősebb mértékű volt.

A Sebesvízi szelvényben a Hámori Dolomitra települő Sebesvízi Konglomerátumban csak kora-anisusi (égei–bithyniai) korú kavicsokat találunk. A kavicsok fáciese is egyveretű, csak platform eredetű dolomit kavicsok vannak jelen.



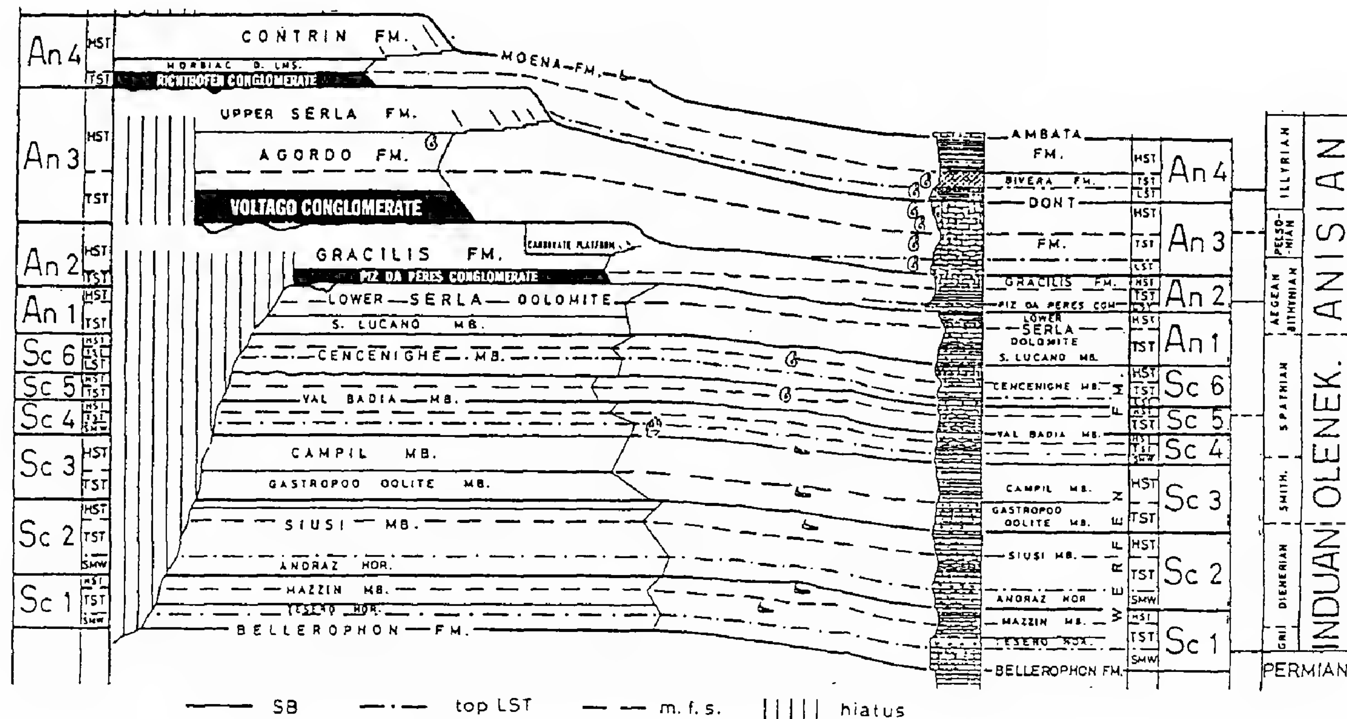
5. *ábra.* A bükki anisusi lepusztulási események kora és mértéke

Fig. 5. Age and degree of the Anisian erosion events in the Bükk Mts. Legend: 1 vulcanite (Szentistvánhegy Porphyrite), 2 conglomerate, breccia, 3 dolomite pebbles in red clay (Sebesvíz Conglomerate), 4 dolomite (Hámor Dolomite), 5 claystone (Ablakoskővölgy Formation), 6 oolitic limestone (Gerennavár Limestone)

Bár nem ismerjük a fekü, a Hámori Dolomit pontos korát, valószínűsíteni lehet, hogy a lepusztulás az kora-anisusi végén, vagy röviddel utána történt.

A fentiek alapján valószínűnek látszik, hogy két eltérő korú kiemelkedésről van szó (5. *ábra*), az első az kora-anisusiban, vagy közvetlenül utána, a másik a késő-anisusi (illyr) alján történt. Látható, hogy a Miskolc-10. fúrásban lévő szárazföldi üledék kavicsanyaga más, mint a sebesvízi szelvény kavicsaié. A Miskolc-10. fúrás szárazföldi üledékei egy nagyobb mértékű lepusztulás során keletkeztek, mely a felső- és középső-anisusi, a felső-szkíta, sőt talán az alsó-szkíta rétegeket is érintette.

A Dolomitokban az anisusiban három szárazföldi eseményt különítenek el (DE ZANCHE et al. 1992, 6. *ábra*). Vizsgálataim alapján valószínűnek tartom, hogy a Bükkben is legalább két szárazföldi esemény volt az anisusiban. Az egyik, egy kisebb mértékű a kora-anisusiban (alsó-sebes-vízi alapszelvény 2. rétegcsoport). Pontosabb kort az előkerült foraminiferák alapján nem tudunk



6. *ábra*. A Dolomitok szkíta és anisusi litosztratigráfiai egységei. A kiemelt részek az anisusi konglomerátum szintek. (De Zanche et al. 1992 után módosítva)

Fig. 6 Scythian and Anisian lithostratigraphic units of the Dolomites. The marked parts are the Anisian conglomerate horizons (after De Zanche *et al. 1992, modified)*

meghatározni, a Dolomitokban észlelt első, vagy második kiemelkedési eseménnyel korrelálható (Piz da Peres, vagy Voltago Conglomerate). Egy második, jelentősebb kiemelkedés történt az alsó-illyrben (Miskolc-10. fúrás II. szakasz: 99,9–87,3 m), ez kora alapján megegyezik a Dolomitokban leírt Richthofen Konglomerátummal.

A szárazföldi üledékek helye a Bükk triász fejlődéstörténetében

A Bükk anisusi–rhaeti üledékei egy riftesedő terület felboltozódó, (Topographic Culmination, DIXON et al. 1989) részének törvényszerűségeit (kiemelkedés, gyors süllyedés, lassú süllyedés) követik (VELLEDITS 1998). DIXON et al. (1989) recens riftesedő területek tanulmányozása során megállapítja, hogy ezeket a területeket a bimodális vulkanizmus, és a topográfiai kiemelkedés jellemzi. Az asztenoszférában kialakult konvekciós áramlás megemeli a kérget. Ez okozza az éles fáciesváltozást a kora-/középső-anisusi határon, illetve az illyrben. A riftesedő területekre az aljzat félárok szerkezete jellemző. A szárazföldi félárkok legmélyebb részén folyó folyik, vagy tó alakul ki (LEEDER & GAWTHORPE 1987). A Bükk északi részén a vizsgált szelvényekben kimutatott folyóvízi üledékeket is valószínűleg a félárkok legmélyebb részének üledékeiként értelmezhetjük.

A szárazföldi üledékeket mindkét szelvényben az anisusi/ladin határ vulkanitjai fedik, melyek részben szubaerikus, részben szubmarin környezetben ülepedtek le. Az alsó-sebes-vízi szelvényben a vulkanitokat a ladinban medence üledékek fedik, melyek a kiemelkedést követő gyors süllyedés következtében jöttek létre.

Köszönetnyilvánítás

A foraminiferák határozásáért BÉRCZINÉ MAKK Anikónak, a zöldalgák határozásáért PIROS Olgának tartozom köszönettel. SZTANÓ Orsolya a szárazföldi üledékek értelmezésénél volt segítségemre. SZABÓ Csaba és B. ÁRGYELÁN Gizella a vulkáni kőzetek kiértékelését végezte. VICZIÁN István és KOVÁCS-PÁLFFY Péter a szárazföldi agyagok röntgen felvételét értékelte ki. Mindannyiuk szakértelme és segítsége adalékot szolgáltatott az anisusi lepusztulási események pontosabb rekonstruálásához, segítségüket köszönöm. A vizsgálatokat a T 026634 számú OTKA-ból fedeztük, melyet ezúton is köszönünk.

Irodalomjegyzék – References

ALTINER, D. 1993: Third remark on the geology of Karakaya basin. An anisian megablock in northern Central Anatolia: micropaleontologic, stratigraphic and tectonic implications for the rifting stage of Karakaya basin, Turkey. – *Rev. de Paléobiologie*, **12/1**, 1–17. Genéve.

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – *MÁFI Évkönyv*, **48/2**, 245-553.

BALOGH K. 1980: A magyarországi triász korrelációja. – *Ált. Föld. Szemle*, **15**, 5–72.

BÉRCZI-MAKK, A. 1996: Foraminifera of the Triassic formations of Alsó Hill (Northern Hungary). Part 1: Foraminifer assemblage of the Steinalm Limestone Formation. – *Acta Geol. Hung.*, **39/2**, 175–221.

DE ZANCHE, V., FRANZIN, A., GIANOLLA, P., MIETTO, P. & SIORPAES, C. 1992: The Piz da Peres section (Valdaora - Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites. – *Eclog. geol. Helv.*, **85/1**, 127–142.

DIXON, T.H., IVINS, E.R., FRANKLIN, B.J. 1989: Topographic and volvanic asymmetry around the Red Sea: constraints on rift models. – *Tectonics*, **8/6**, 1193-1216.

GLAZEK, J., TRAMMER, J. & ZAWIDZKA, K. 1973: The Alpine microfacies with Glomospira densa (PANTIC) in the Muschelkalk of Poland and some related Paleogeographical and geotectonic problems. – *Acta Geol. Pol.*, **23/3**, 463–478. Warszawa.

LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. 1987: Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. – In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds): Continental Extensional Tectonics, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **18**, 139–152.

LESS GY. 1992: A Miskolc-10. sz. fúrás rétegsora. 1–4. Országos Földtani és Geofizikai Adattár. 617/77. Kézirat.

PANTIČ, S. 1965: Pilammina densa n.gen., n.sp. and other Ammodiscidae from the middle triassic in the Crmnica (Montenegro). – *Geol. Vjesnik*, **18/1**, 189–193. Zágráb.

PELIKÁN P. 1993: Hámori Dolomit Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. 110–111. Budapest.

PIROS O. & KOVÁCS S. 1993: Steinalmi Mészkő Formáció. – In: HAAS (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász 170–171. Budapest.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. & TÖRÖK Á. 1993: Zuhányai Mészkő Formáció. – In: HAAS (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. 244–247.

VELLEDITS F. 1998: A bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. – PhD értekezés. 122 p. Kézirat.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

A Miskolc-10. fúrás (Zsófiatorony) első szakaszának ősmaradványai –
Fossils of the first section of Miskolc-10 borehole (Zsófiatorony)

1. *Meandrospiranella* sp. Miskolc-10. fúrás 116,4 m. N=70x
   Meandrospiranella sp., Miskolc-10 borehole, 116.4 m. N=70x
2. *Variostroma* sp. Miskolc-10. fúrás 116,8 m. N=28x
   Variostroma sp., Miskolc-10 borehole, 116.8 m. N=28x
3. *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *undulata* PIA Miskolc-10. fúrás 116,4 m. N=28x
   Physoporella pauciforata (GÜMBEL) undulata PIA, Miskolc-10 borehole, 116.4 m. N=28x
4. *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) *pauciforata* BYSTRICKÝ Miskolc-10. fúrás 116,8 m. N=28x
   Physoporella pauciforata (GÜMBEL) pauciforata BYSTRICKÝ, Miskolc-10 borehole, 116.8 m. N=28x

II. tábla – Plate II

A Miskolc-10. fúrás (Zsófiatorony) első szakaszának ősmaradványai –
Fossils of the first section of Miskolc-10 borehole (Zsófiatorony)

1. *Pilammina densa* PANTIČ tömeges előfordulása. Miskolc-10. fúrás 114,5-114,65 m. N=40x
   *Occurrence of Pilammina densa PANTIC en masse, Miskolc-10 borehole, 114.50–114.65 m. N=40x*3.
2. *Pilammina densa* PANTIČ Miskolc-10. fúrás 114,5-114,65 m. N=70x
   Pilammina densa PANTIČ, Miskolc-10 borehole, 114.50–114.65 m. N=70x
3. *Physoporella pauciforata gemerica* BYSTRICKÝ Miskolc-10. fúrás 116,4 m. N=28x
   Physoporella pauciforata gemerica BYSTRICKÝ, Miskolc-10 borehole, 116.4 m. N=28x

III. tábla – Plate III

A Miskolc-10. fúrás második szakasza –
Second section of Miskolc-10 borehole

1. Részlet a második szakasz konglomerátum/breccsa rétegeiből. A kőzet szövete szemcsevázú, a kavicsok nagysága és koptatottsága változó. Szabadszemmel is többféle anyagú szemcse különböztethető meg. Miskolc-10. fúrás 99,5 m
Part of the conglomerate/breccia layers of the second section. Fabric of the rock is grain-supported, size and roundness of the pebbles are varying. Grains of several different materials can be distinguished even with unaided eye. Miskolc-10 borehole, 99.5 m

2–4. A második szakasz áthalmozott kavicsainak mikrofáciesei
Microfacies of the reworked pebbles of the second section

2. Algalaminit. Miskolc-10. fúrás 95,5 m/III. 3. kavics. N=3x
Algal laminite, Miskolc-10 borehole, 95.5 m/pebble III. 3. N=3x
3. Dolomit kavics: pelletes packstone. Kerekded, vagy ovális mikrites csomók (pelletek) mikropátos alapanyagban. Szemcsevázú szövet. A lagúna szubtidális részén keletkezett. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/I. N=28x
Dolomite pebble: pelletal packstone. Roundish or oval micritic nodes (pellets) in microsparitic matrix. Grain-supported fabric. It was formed in the subtidal part of the lagoon. Miskolc-10 borehole, 89.95–89.8 m/I. N=28x
4. Mészkő kavics. Crinoideás packstone. Mikrites alapanyagban crinoidea töredékek, a kép jobb felső sarkában bryozoa törmelék figyelhető meg. A lagúna mélyebb, nyugodtvizű részének üledéke, vagy a platformról a medencébe halmozódott üledék. Miskolc-10. fúrás 95,5 m/III. 1. kavics. N=28
Limestone pebble. Crinoidal packstone. Crinoid fragments in micritic matrix. In the upper right corner of the photo, bryozoan fragment can be observed. It is a sediment of the deeper, mild water part of the lagoon or a sediment reworked from the platform to the basin. Miskolc-10 borehole, 95.5 m/pebble III. 1. N=28

IV. tábla – Plate IV

A Miskolc-10. fúrás második szakasza –
Second section of Miskolc-10 borehole

1. Vörös homokkő réteg dolomit kaviccsal. A fúrás második szakaszán a konglomerátum szintek között települ. Miskolc-10. fúrás 89,7 m
Red sandstone layer with dolomite pebble. In the second section of the borehole, the conglomerate is deposited between horizons. Miskolc-10 borehole, 89.7 m
2. *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI-DEVIDE & PANTIČ. Foraminifera az áthalmozott kavicsokból. Miskolc-10. fúrás 99,5 m/II.1. kavics. N=70x
Meandrospira dinarica KOCHANSKI-DEVIDE *&* PANTIČ*. Foraminifer from the reworked pebbles. Miskolc-10 borehole, 99.5 m/pebble II. 1. N=70x*
3. Konglomerátum-breccsa. A fúrás második szakasza. A kavicsok közötti fehér, pár mm-es vulkáni eredetű szemcsék. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/I
Conglomerate-breccia. Second section of the borehole. Between the pebbles, white mm-sized grains of volcanic origin. Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m/I
4. *Meandrospiranella samueli* SALAJ. Foraminifera az áthalmozott kavicsokból. Miskolc-10. fúrás 89,95–89,8 m/II.5. kavics. N=70x
Meandrospiranella samueli SALAJ*. Foraminifer from the reworked pebbles. Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m/pebble II. 5. N=70x*

5–6. Az áthalmozott kavicsok mikrofáciese
Microfacies of the reworked pebbles

5. Grainstone szövetű dolomit. A litoklasztokat mikrites szegély övezi. A grainstone szövet nagyenergiájú, erősen mozgatott vizű környezetre utal. A kőzet a platform peremi mozgó mészhomok-domb fáciesében ülepedett le. Miskolc-10. fúrás 95,5 m/II.1. kavics. N=40x
Dolomite of grainstone fabric. The lithoclasts are surrounded by micritic edges. The grainstone fabric refers to high-energy environment of strongly agitated water. The rock was deposited in the

facies of the moving calcareous sand dune on plateau margin. Miskolc-10 borehole, 95.5 m/pebble II. 1. N=40x

6. Mudstone kagylóhéjakkal. Mikrites alapanyagban vékony kagylóhéjak. Medence üledék. Miskolc-10. fúrás 99,1 m/I. N=2x
Mudstone with bivalve shells. Thin bivalve shells in micritic matrix. Basin sediment. Miskolc-10 borehole, 99.1 m/I. N=2x

V. tábla – Plate V

A Miskolc-10. fúrás második szakaszában lévő konglomerátum/breccsa szint áthalmozott kavicsainak foraminiferái – *Foraminifers of the reworked pebbles of the conglomerate/breccia horizon in the second section of Miskolc-10 borehole*

1. *Glomospirella* sp. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/II. N=70x
Glomospirella sp., Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m /II. N=70x
2. *Meandrospiranella* sp. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/I.1. kavics. N=70x
Meandrospiranella sp., Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m/pebble I. 1. N=70x
3. *Earlandinita* sp. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/I.4. kavics. N=70x
Earlandinita sp., Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m/pebble I. 4. N=70x
4. *Tolypammina* sp. Miskolc-10. fúrás 99,5 m/I.3. kavics. N=40x
Tolypammina sp., Miskolc-10 borehole, 99.5 m/pebble I. 3. N=40x
5. *Tolypammina gregaria* Wendt. Miskolc-10. fúrás 95,5 m/III.3. kavics. N=28x
Tolypammina gregaria Wendt., Miskolc-10 borehole, 95.5 m/pebble III. 3. N=28x
6. *Tolypammina gregaria* Wendt. Miskolc-10. fúrás 95,5 m/II.1. kavics. N=28x
Tolypammina gregaria Wendt., Miskolc-10 borehole, 95.5 m/pebble II. 1. N=28x
7. *Macrotubus babai* Fois. Miskolc-10. fúrás 99,5 m/II.3. kavics. N=28x
Macrotubus babai Fois., Miskolc-10 borehole, 99.5 m/pebble II. 3. N=28x
8. *Ammobaculites* sp. Miskolc-10. fúrás 89,95-89,8 m/II.5. kavics. N=70x
Ammobaculites sp., Miskolc-10 borehole, 89.95–89.80 m /pebble II. 5. N=70x

VI. tábla – Plate VI

A Miskolc-10. fúrás harmadik szakaszának kőzetei –
Rocks of the third section of Miskolc-10 borehole

1. Darakavics, finomkavics. A szemcsék 95%-a andezit, 5%-a karbonát. Az alapanyag átalakult kőzetüveg. Valószínű gravitációs tömegmozgás, egykori lahar üledéke (Szabó Csaba szóbeli közlés). Miskolc-10. fúrás 79,0-77,9 m
Crushed pebble, fine pebble. 95% of the grains is andesite, while 5% is carbonate. The matrix is altered glass. Probably, it is a sediment of volcanic gravity movement, a former lahar (Szabó Csaba, pers. comm.). Miskolc-10 borehole, 79.0–77.9 m
2. Arkóza. A lilásvörös, barnáslila kőzetben sötétlila szemcsék, melyek nagyrésze plagioklász, körvonaluk mikroszkópban annyira ép, hogy csak levegőben szállítódhatott. A több cm-es vörös kőzettörmelék riolit. Miskolc-10. fúrás 68,3 m
Arkose. Dark purple grains in purplish red, brownish purple rock, mostly plagioclase. Their contours are so intact under microscope, that they could have been transported only in the air. The red rock clast of several cm is rhyolite. Miskolc-10 borehole, 68.3 m
3. Karbonátszemcsés vulkanit. Világoszöld alapanyagban szabálytalan körvonalú lila foltok, melyeket sötétzöld szegély övez. A kőzet vázát plagioklász lécek alkotják, a közöttük lévő alaktalan karbonát törmelékek pereme átalakult. A kőzet egy lávaár terméke. A vulkáni elegyrészek közötti karbonátcsemcsék a lávaár által feltépett és bekebelezett üledékeket jelölik. Miskolc-10. fúrás 48,5 m
Volcanite with carbonate grains. In light green matrix, purple mottles of irregular contour, surrounded by dark green edges. Framework of the rock is constituted by plagioclase laths, edges of the structureless carbonate clasts between them were altered. The rock is the product of a lava flow. The carbonate grains between the volcanic constituents mark the sediments ripped up and incorporated by the lava flow. Miskolc-10 borehole, 48.5 m

VII. tábla – Plate VII

Alsó-Sebes-víz: első és második rétegcsoport –
Alsó-Sebes-víz: bundles 1 and 2

1. Az Alsó-sebes-vízi szelvény első és második rétegcsoportja. A rétegsor átbuktatott helyzetben van. Felül a szürke, vastagpados Hámori Dolomit (első rétegcsoport), alatta a vörös Sebesvízi Konglomerátum (második rétegcsoport) szárazföldi üledékei. Az első rétegcsoport ártéri üledékeiben egy tál alakú konglomerátum összlet található (szintén átbuktatva), ami mederüledékként értelmezhető
   First and second bundles of the Alsó-Sebes-víz section. The sequence is in a reversed position. The grey thick-bedded Hámor Dolomite (bundle 1) is underlain by the terrestrial sediments of the red Sebesvíz Conglomerate (bundle 2). In the floodplain sediments of the first bundle, a dish-shaped conglomerate complex can be found (also in a reversed position), which can be interpreted as a channel deposit
2. Sebesvízi Konglomerátum (második rétegcsoport). Vörös, agyagos kötőanyagban változó nagyságú, kissé koptatott dolomit kavicsok
   Sebesvíz Conglomerate (bundle 2). Slightly rounded dolomite pebbles of varying size in red clayey matrix
3. *Planiinvoluta*? N=70x
   Planiinvoluta? N=70x
4. *Glomospira* sp. N=70x
   Glomospira sp. N=70x

VIII. tábla – Plate VIII

A második és a harmadik rétegcsoport áthalmozott kavicsainak foraminiferái és az ötödik rétegcsoport kőzetei – *Foraminifers of the reworked pebbles of the bundles 2 and 3 and rocks of the bundle 5*

1. Grainstone. Az eredeti alkotórészek utólag jelentősen átalakultak. Az intraklasztok belseje kioldódott, moldjait ma dolopát tölti ki. N=40x
   Grainstone. The original constituents were considerably altered subsequently. Inner parts of the intraclasts were dissolved, their molds are filled in by dolospar nowadays. N=40x
2. *Tolypammina* sp. N=70x
   Tolypammina sp. N=70x
3. *Tolypammina* sp. N=28x
   Tolypammina sp. N=28x
4. *Meandrospira deformata* SALAJ N=70x
   Meandrospira deformata SALAJ. N=70x
5. *Tolypammina* sp. N=70x
   Tolypammina sp. N=70x
6. *Tolypammina* sp. N=70x
   Tolypammina sp. N=70x

IX. tábla – Plate IX

A második és a harmadik rétegcsoport áthalmozott kavicsainak foraminiferái és az ötödik rétegcsoport kőzetei – *Foraminifers of the reworked pebbles of the bundles 2 and 3 and rocks of the bundle 5*

1. Az alsó-sebes-vízi szelvény ötödik rétegcsoportja. A szárazföldi üledékeket és a vulkanitot pelágikus kifejlődésű, sötétszürke lemezes mészkő követi. A mészkő tűzkő közbetelepüléseket tartalmaz, szövete az utólagos tektonika következtében irányítottá vált.
Fifth bundle of the Alsó-Sebes-víz section. The terrestrial sediments and vulcanites are followed by dark grey laminar limestone of pelagic facies. The limestone contains chert intercalations, its fabric became deformational due to the subsequent tectonics

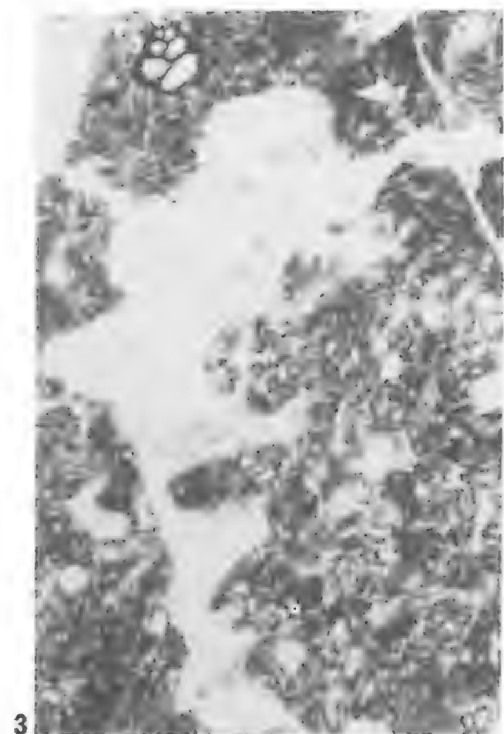
2–4. A második és a harmadik rétegcsoport áthalmozott kavicsainak foraminiferái
Foraminifers of the reworked pebbles of the bundles 2 and 3

2. *Tolypammina* sp. N=70x
Tolypammina sp. N=70x
3. *Meandrospira pusilla* (Ho) N=70x
Meandrospira pusilla (Ho). N=70x
4. *Meandrospira deformata* Salaj N=70x
Meandrospira deformata Salaj. N=70x
5. Az ötödik rétegcsoport mikroszkópi képe: filamentumos, radioláriás wackestone. Mikrites alapanyagban radioláriák és pelágikus kagylóhéj metszetek. A fosszíliák az utólagos tektonikus hatások következtében egyirányban nyúltak. N=14x
Microscopical picture of the bundle 5: filamented, radiolarian wackestone. Radiolarians and pelagic bivalve shell sections in micritic matrix. The fossils are elongated in the same direction due to the subsequent tectonics. N=14x

I. tábla – Plate I

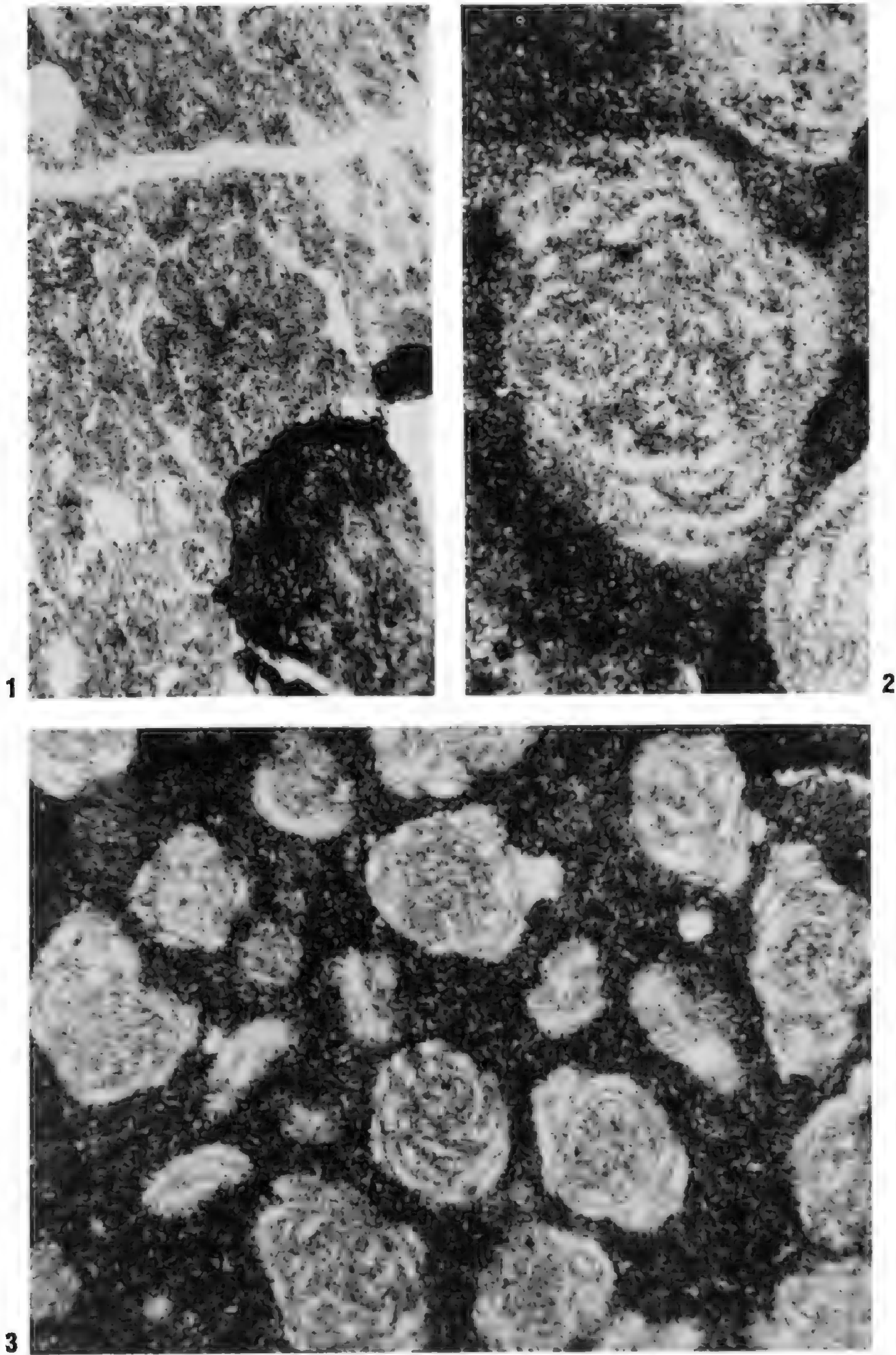

1


2


3


4

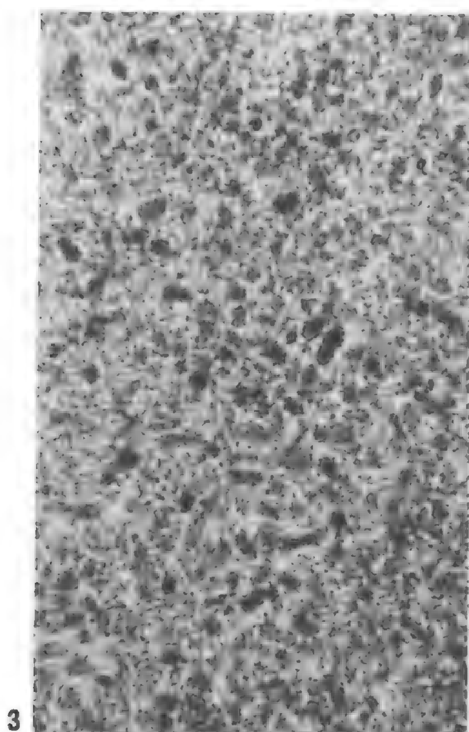
II. Tábla – Plate II



III. Tábla – Plate III


1


2


3


4

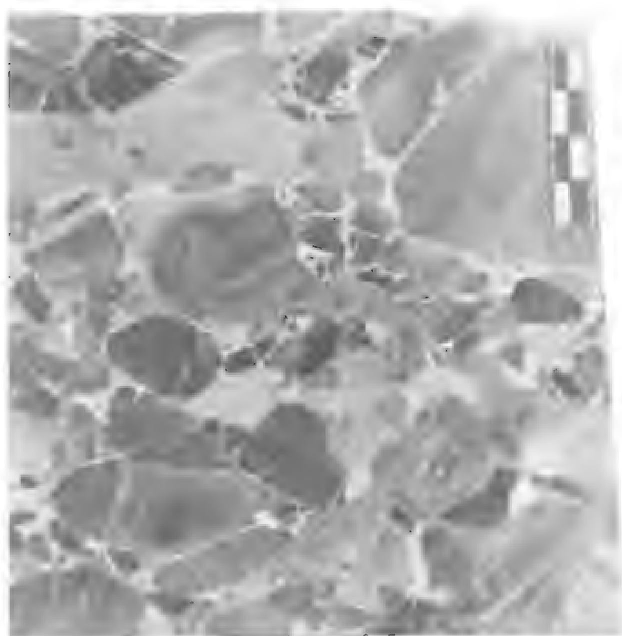
IV. Tábla – Plate IV



1



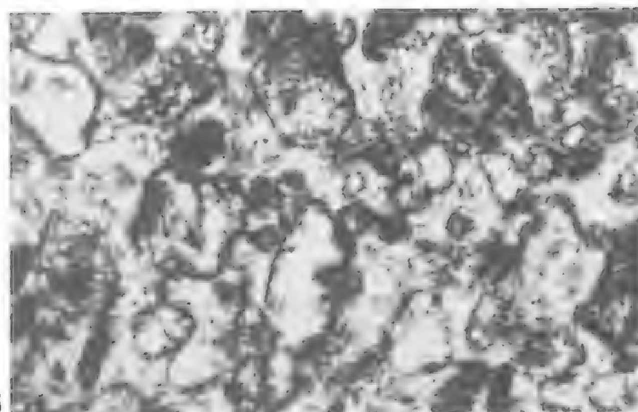
2



3



4

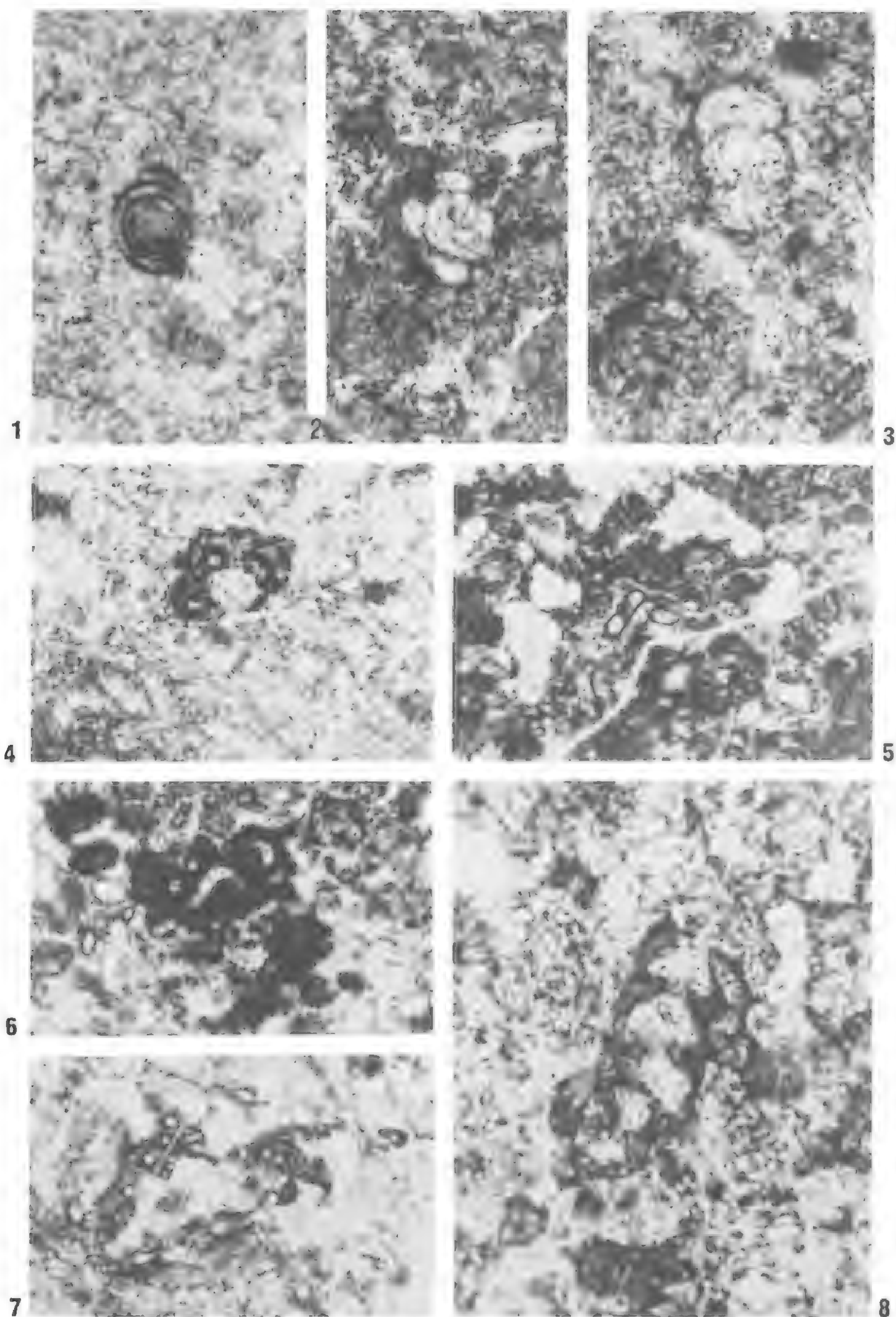


5



6

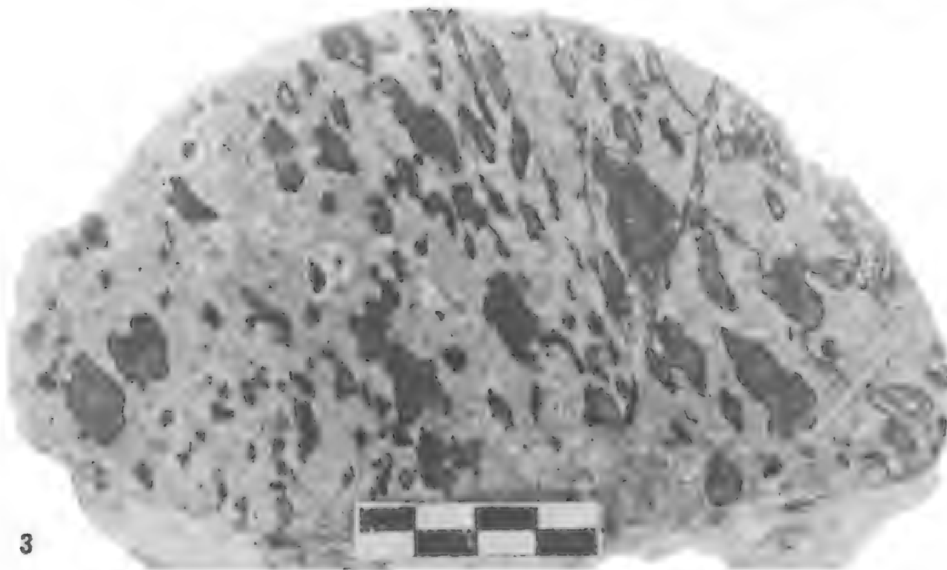
V. Tábla – Plate V



VI. Tábla – Plate VI

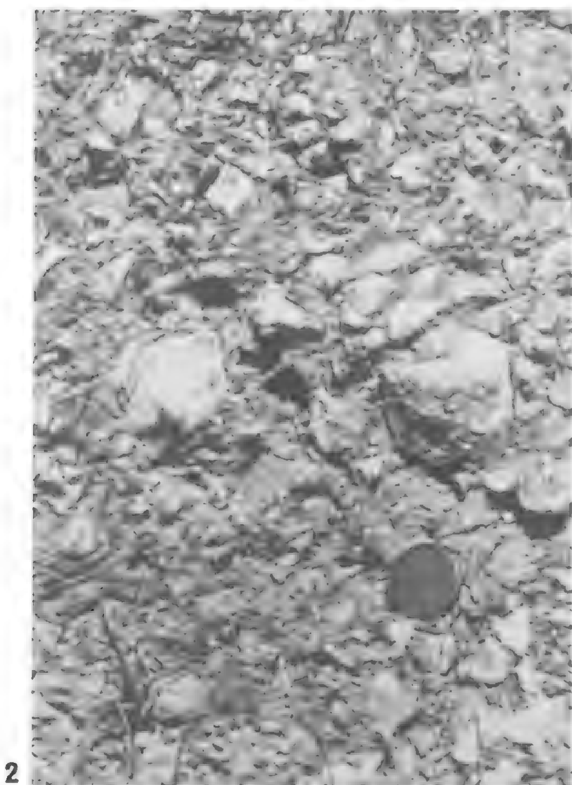

1


2


3

VII. Tábla – Plate VII

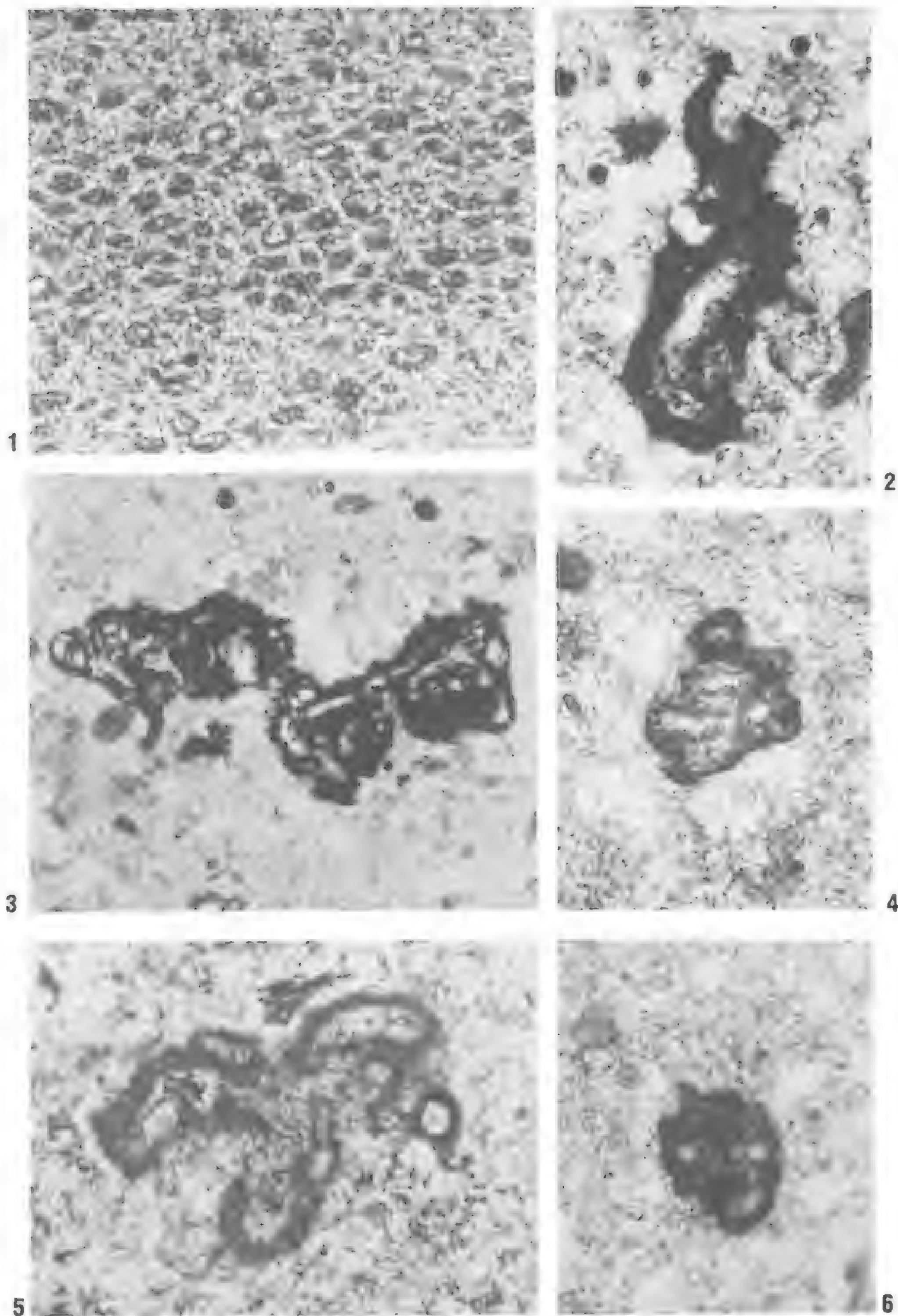

1


2

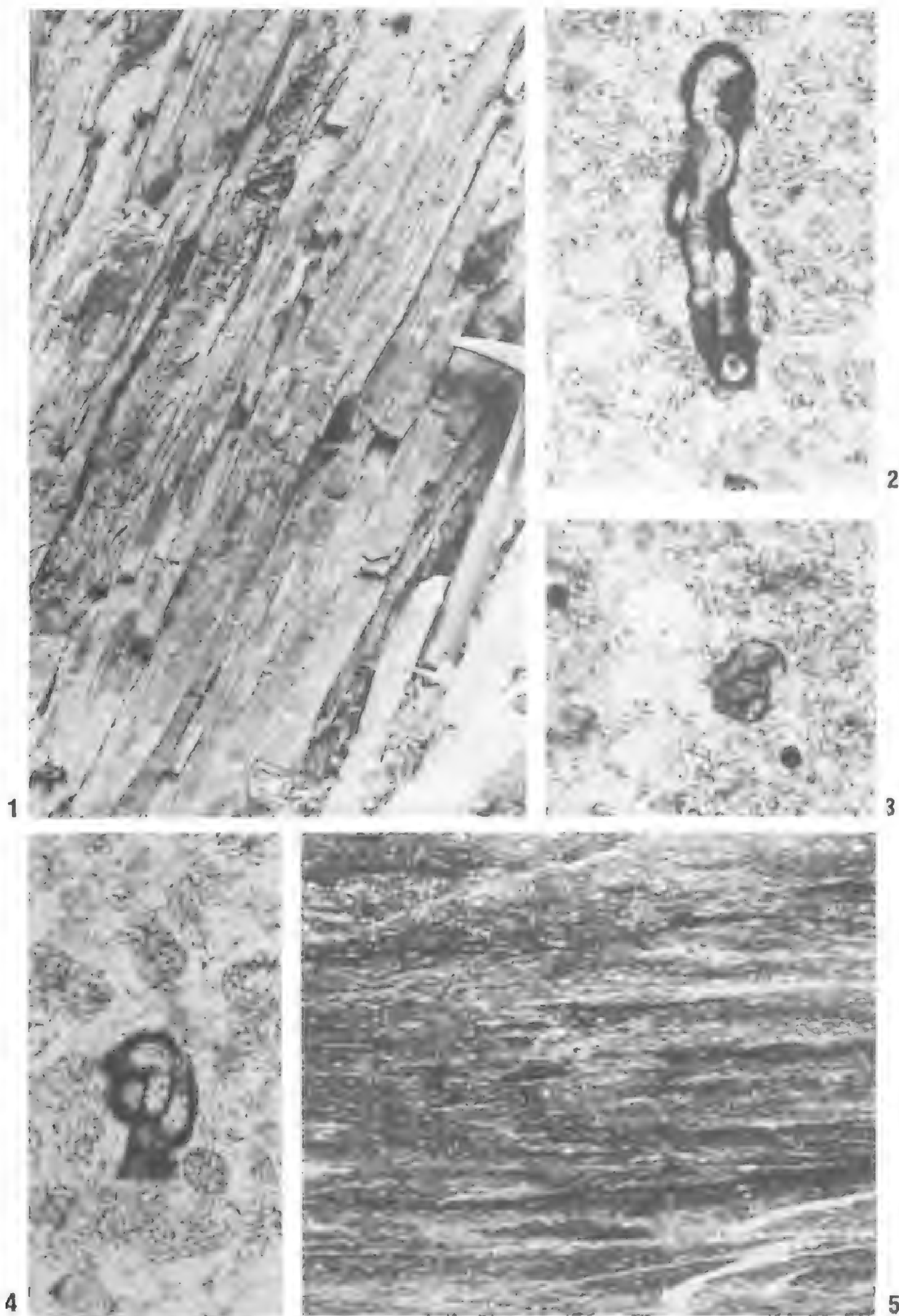

3


4

VIII. Tábla – Plate VIII



IX. Tábla – Plate IX



Földtani Közlöny 129/3, 363–392 (1999) Budapest

Bükkzsérci (Észak-Magyarország) jura rétegsorok sztratigráfiai eredményei foraminiferák alapján

Foraminiferal stratigraphy of Jurassic beds in Bükkzsérc (N-Hungary)

BÉRCZINÉ MAKK Anikó[1]

(6 ábra, 11 tábla)

Key words: Stratigraphy, Jurassic Foraminifera, Bükk Mts Northern Hungary

Tárgyszavak: Sztratigráfia, jura foraminifera, Bükk hegység, Észak-Magyarország

Abstract

Results of earlier evaluations of the Jurassic Foraminifera fauna in the Bükk Mts (N-Hungary) have been supported and/or fine-tuned by an additional set of foraminiferal samples. The latter have been collected in an abandoned quarry (Patkó-cliff, Bükkzsérc) and/or recovered from the platform margin oolitic limestone, with extraclasts (Bükkzsérc-5 borehole) respectively. The age of this foraminiferal assemblage – characterised by Protopeneroplis-, Trocholina-, Gutnicella (=dictyoconus)-bearing microbiofacies on a platform edge is Bathonian–Callovian.

Foraminifera fauna from Bükkzsérc-10/a -11 boreholes has a bed which shows new stratigraphic conclusions. Foraminifera assemblages of Spirillina-, Epistomina- and Ophthalmidium-bearing microbiofacies indicate depositional environments located distal to the platform margin and/or basinal position respectively. The Foraminifera taxa represent Callovian–Oxfordian and Bathonian–Callovian species.

Manuscript received: 15 01 1999

Összefoglalás

A korábbi Bükk hegységi jura foraminifera vizsgálatok eredményeit a bükkzsérci Patkó sziklák alatti felhagyott kőbányából származó minták és a kőbánya udvarán mélyített Bükkzsérc-5. fúrás ooidos, extraklasztos, platform peremi mészkövéből előkerült foraminifera fauna megerősítette illetve pontosította. A platform peremi, protopeneropliszos–trocholinás és gutnicellás /=dictyoconuszos/ mikrobiofáciessel jellemezhető foraminifera együttes bath–callovi korú.

Sztratigráfiailag figyelemre méltó adatokat eredményezett a Bükkzsérc-10/a, –11. fúrások foraminifera faunája. A spirillinás-, epistominás- és ophthalmidiumos mikrobiofáciesek foraminifera asszociációja platform peremtől távolibb, lejtő illetve medence környezetet jelez. Az egyes foraminifera taxonok callovi–oxfordi és bath–callovi korszakbeli fajokkal képviseltek.

[1] 1029 Budapest, Töhötöm vezér u. 10.

Bevezetés

A korábbi vizsgálati adatok (BÉRCZINÉ MAKK & PELIKÁN 1982) eredményeit a bükkzsérci Hódos-tető déli lábánál, a Patkó-sziklák alatt található felhagyott kőbánya faláról szelvény mentén begyűjtött minták és a kőbánya udvarán mélyített Bükkzsérc-5. (Bzs-5.) fúrás (*1. ábra*) foraminifera faunája megerősítette illetve pontosította. Mind a fúrásból mind a kőbányából származó platform peremi dogger mészkövek mélyvízi kifejlődési környezetben vannak, leggyakrabban dogger–malm radioláriás rétegek között.

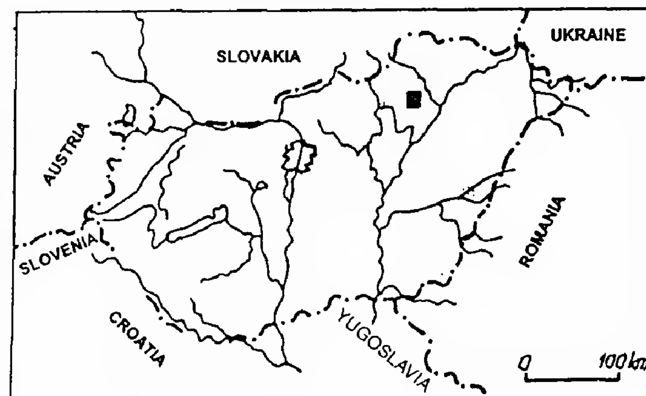
Rétegtanilag figyelemre méltó adatokat eredményezett a Bzs-10/a. és Bzs-11. fúrás foraminifera faunája. A korábbi felszíni feltárásokból kapott eredmények (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1982; CSONTOS et al. 1989) és a bükkzsérci fúrások (Bzs-5, -10/a, -11.) sztratigráfiai adataiból arra lehet következtetni, hogy különböző fáciesű allodapikus, extraklasztos mészkövek ismertek a mélytengeri radiolariás kifejlődésben.

Bükkzsérc-5. fúrás

A fúrás platform peremi ooid turbiditekből felépülő (Bükkzsérci Formáció) extraklasztos, mészkőből (3,0–11,9 m, 14,8–19,5 m, 20,2–56,8 m), mélyvízi, radiolariás, filamentumos mészkőből (11,9–14,8 m, 19,5–20,2 m) és fekete, agyagos aleurolit-homokkő váltakozásából (Lökvölgyi Pala Formáció) álló rétegsort (56,8–197,6m) harántolt (*2. ábra*). A bükkzsércihez hasonló ooidos mészkövek a Dinaridákban általánosan elterjedtek (FARINACCI & RADOIČIĆ 1964; RADOIČIĆ 1966; GUŠIĆ et al. 1971; SOKAČ & VELIČ 1979; ŠRIBAR et al. 1979; DOZET & ŠRIBAR 1981; ĆOSOVIĆ 1987), jelen vannak még az Északi-Mészkőalpok Salzburg környéki felső-jura barmsteini mészkő sorozatában (TOLLMANN 1976; STEIGER 1981), valamint a bellunói dogger–alsó-malm vajonti oolitos mészkőben (MARTINIS & FONTANA 1968; BOSSELLINI et al. 1981). A Kis-Kárpátok (Csejtei Kárpátok = Cachtické Karpaty) É-i peremén szintén pelágikus környezetben allodapikus Barmstein típusú malm mészkő ismert (MIŠÍK & SÝKORA 1982). Ezeken túl megtalálhatók még a külső kárpáti flis jura kavicsaiban (SOTÁK 1987b), valamint a szilicei egységhez tartozó dobsinai jégbarlangnál a szenon konglomerátum és Felfalu (Chvalová) melletti egri konglomerátum felső-oxfordi–kimmeridgei onkoidos mészkő kavicsaiban (MIŠÍK 1979), az észak-magyarországi felső-kréta Nekézsenyi Konglomerátum Formáció jura kavicsaiban (MIŠÍK 1979; BÉRCZINÉ MAKK & PELIKÁN 1982; BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984).

3,0–11,9 m, 14,8–19,5 m, 20,2–21,5 m, 22,2–44,5 m

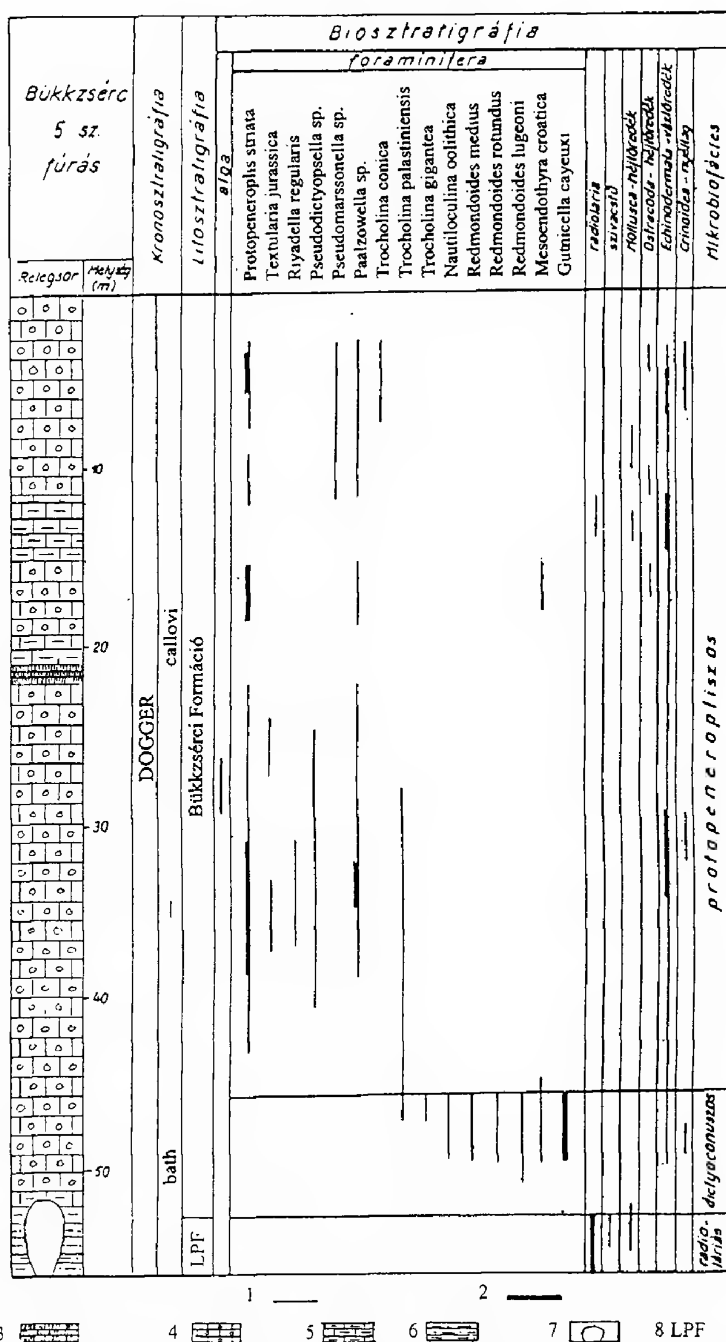
A fúrás (*2. ábra*) 3,0–11,9 m, 14,8–19,5 m, 20,2–21,5 m, 22,2–44,5 m, mélységek között harántolt szakaszainak protopeneropliszos–trocholinás mikrobiofáciessel jellemezhető ősmaradvány együttese (*Ammobaculites* sp., *Everticyclammina* sp., *Trochammina globigeriniformis* /PARKER et JONES/, *Riyadella regularis*





1. *ábra* A vizsgált bükkzsérci fúrások (Bzs-5, -10a, -11.) és a Patkó sziklák alatti kőbánya helyszínrajza. Jelmagyarázat: 1. Harmadidőszak általában, 2. Bükkzsérci Mészkő, 3. Oldalvölgyi Formáció, 4. Csipkéstetői Radiolarit, 5. bazalt, 6. vaskapui homokkő, 7. Lökvölgyi Pala Formáció, 8. Bányahegyi Radiolarit, 9. Triász általában, 10. Patkó sziklák alatti kőbánya, 11. a fúráspont helye és száma

Fig. 1. Location map of boreholes Bzs-5, -10a, -11 and Patkó-Cliff Quarry. Legend: 1 Tertiary in general, 2 Bükkzsérc Limestone, 3 Oldalvölgy Formation, 4 Csipkéstető Radiolarite, 5 Basalt, 6 Vaskapu sandstone, 7 Lökvölgy Slate Formation, 8 Bányahegy Radiolarite, 9 Triassic in general, 10 Patkó Cliff Quarry, 11 Location and number of borehole



2. *ábra* A Bzs-5. fúrás vázlatos jura rétegsorának sztratigráfiai jellemzői. Jelmagyarázat: 1. gyakori, 2. tömeges, 3. odvasbükki mészkő, 4. ooidos mészkő, 5. mikrites mészkő, 6. agyagos aleurolit-homokkő, 7. karsztos üreg, 8. LPF=Lökvölgyi Pala Formáció (Litosztratigráfia PELIKÁN Pál után)

Fig. 2. Stratigraphy of the Jurassic intersected by borehole Bzs-5. Legend: 1 frequent, 2 massive, 3 Odvasbükk limestone, 4 oolitic limestone, 5 micritic limestone, 6 shaley-silty sandstone, 7 Karstic, 8 LPF =Lökvölgy Slate Formation (Lithostratigraphy after PELIKÁN, P.)

REDMOND, *Pseudodictyopsella* sp., *Pseudomarssonella* sp., *Textularia jurassica* GÜMBEL, *Redmondoides* sp., *Trocholina conica* SCHLUMBERGER, *T. palastiniensis* HENSON, *Trocholina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Paalzowella turbinella* /GÜMBEL/) jó egyezést mutat a korábban vizsgált Borzlyuk-tető, Monosbél, Mákszem (BÉRCZINÉ MAKK & PELIKÁN 1982), Ibolyás-tető (CSONTOS et al. 1989) valamint a bükkzsérci Hódos tető déli lábánál, a Patkó sziklák alatt található felhagyott kőbánya (*4. ábra*) ősmaradvány asszociációjával. A foraminifera együttest a *Protopeneroplis striata* faj általános elterjedése, a Trocholina nemzetség fajainak nagy példányszáma, a Textularia, Riyadella, Redmondoides nemzetség fajainak gyakorisága jellemzi.

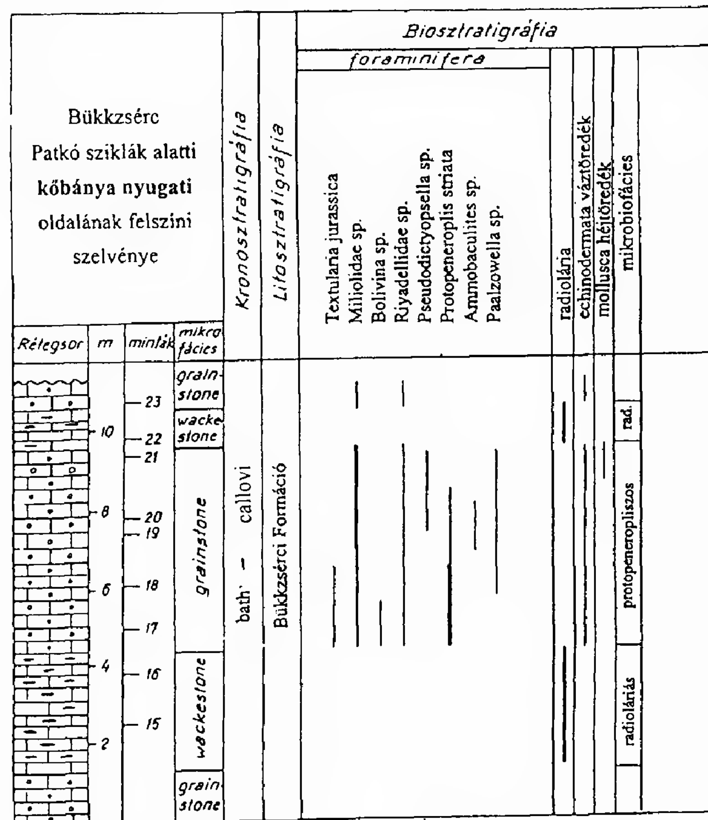
A fúrás egyes szintjeiben (4,4–4,5 m, 5,1–5,2 m, 32,4–32,5m) egyed gazdag *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK foraminifera faj a karbonátos platók peremének, az úgynevezett "küszöb fácies" -nek jellegzetes alakja (="threshold facies"). Az európai (CAFLISCH & CRESCENTI 1969; CRESCENTI 1969b; ĆOSOVIĆ 1987; DOZET & ŠRIBAR 1981; FARINACCI 1964; FLÜGEL 1964, 1974, 1978; FURRER & SEPTFONTAINE 1977; MARTINIS & FONTANA 1968; PELISSIÉ et al. 1984; RADOIČIĆ 1966; RAFFI & FORTI 1959; RAMALHO 1973; SEPTFONTAINE 1978, 1979, 1980; SOTÁK 1987a, b; STEIGER 1981; STEIGER & WURM 1980; WERNLI & SEPTFONTAINE 1971; etc.) és Európán kívüli területek, nevezetesen Észak Afrika, Közel Kelet (AGIP 1988; ALTINER et al. 1991; BISMUTH et al. 1967; DERIN & REISS 1966; GOLLESTANEH 1974; GUTNIC & MOULLADE 1967; PEYBERNÉS 1991; PEYBERNÉS et al. 1985; RABU et al. 1990; RADOIČIĆ 1981; REISS 1958; RICATEAU & RICHÉ 1980; TASLI 1993; VIOTTI 1965; etc.) dogger–alsó-malm kifejlődéseiben jellegzetes szintet képvisel (BÉRCZI-MAKK in press). Ezek a fáciesek sekély, normális sós, mozgatott vizet jelentenek.

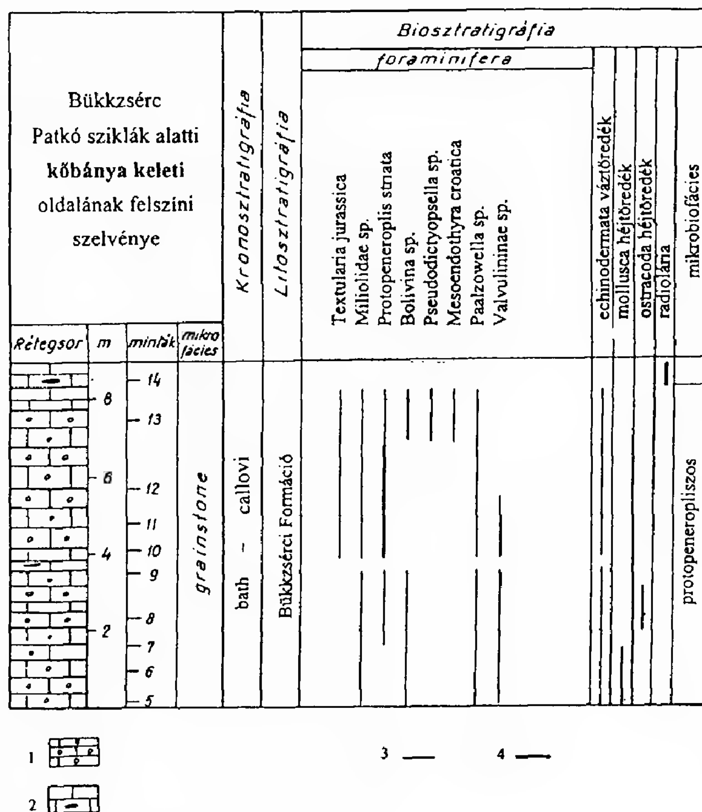
Az egyes szerzőknél a *Protopeneroplis striata* faj sztratigráfiai elterjedése (*3. ábra*) felső-bajócitól alsó-titonig ismert, csaknem mindenkinél szerepel a bath emeletbeli elterjedése (CRESCENTI 1969b; DERIN & REISS 1966; FLÜGEL 1974; FURRER & SEPTFONTAINE 1977; GOLLESTANEH 1974; PELISSIÉ et al. 1984; PEYBERNÉS 1991; PEYBERNÉS 1985; RADOIČIĆ 1981; SEPTFONTAINE 1978, 1979, 1980; WERNLI & SEPTFONTAINE 1971; WEYNSCHENK 1950). Ez valószínűleg azzal van összefüggésben, hogy a faj a bathban élte virágkorát. Legfiatalabb jura (alsó-titon) előfordulását többen is említik (BUCUR 1993; DRAGASTAN et al 1975; LEISCHNER 1959; RABU et al 1990; SOTÁK 1987a). Kísérő foraminifera együttesében előforduló *Riyadella regularis* faj sztartigráfiai elterjedése bath-callovi. A Trocholina fajok közül a *Trocholina palastiniensis* bath–callovi, a *Trocholina conica* dogger faj, a leggyakori előfordulása bath (SCHLUMBERGER 1898; PAALZOW 1922; HENSON 1947; REICHEL 1955; DESIO et al. 1965; MONTENAT & BASSOULLET 1983.), de Dél-Németországban aalenitől-legalsó malmig (SEIBOLD & SEIBOLD 1960; etc.) ismert. Mindezeket együttesen figyelembe véve a *Protopeneroplis striata* faj bükkzsérci előfordulása késő-dogger (bath–callovi) korszakbeli lehet.

A *Protopeneroplis striata* Weynschenk, 1950 foraminifera faj sztratigráfiai elterjedése szerzők szerint								
	LIÁSZ	DOGGER				MALM		
		aaleni	bajoci	bath	callovi	oxfordi	kimmeridgei	titon
1. Bernier,P. 1984							—	
2. Bérczi-Makk,A. in this paper				—	—			
3. Bismuth,H. et al. 1967						—	—	
4. Caflisch,L. et Crescenti,U. 1969					—	—	—	
5. Crescenti,U. 1969c.			—	—	—	—	—	
6. Derin,B. et Reiss,Z. 1966				—				
7. Dragastan,O. et al. 1975								—
8. Dufaure,Ph. 1958						—	—	
9. Farinacci,A., Radoičić,R. 1964					—	—		
10. Fenninger,A. et Hötzl.H. 1967							—	
11. Flügel,E. 1974			—	—	—	—	—	
12. Furrer,U. et Septfontaine,M. 1977				—				
13. Gisiger,M. 1967				—				
14. Gollestaneh,D. 1974				—	—			
15. Leischner,W. 1959.								—
16. Pelissié,T. et al 1984			—	—				
17. Peybernés,B. 1991				—				
18. Peybernés,B. et al. 1985				—				
19. Rabu,D. et al. 1990								—
20. Radoičić,R. 1981				—				
21. Ramalho,M.M. 1973						—	—	
22. Septfontaine,M. 1978				—				
23. Septfontaine,M. 1979			—	—	—			
24. Septfontaine,M. 1980			—	—				
25. Soták,J. 1987								—
26. Steiger,T. et Wurm,D. 1980						—		
27. Tasli,K. 1993.						—	—	
28. Viotti,C. 1965						—	—	
29. Wernli,R., Septfontaine,M. 1971			—	—				
30. Weynschenk,R. 1950			—	—	—	—	—	

3. ábra. A *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 1950 foraminifera faj sztratigráfiai elterjedése az egyes szerzők szerint

Fig. 3. Stratigraphic distribution of Foraminifera species Protopeneroplis striata Weynschenk, 1950 as indicated by different authors





4. *ábra* A bükkzsérci Patkó sziklák alatti kőbánya jura mintáinak sztratigráfiai jellemzői. Jelmagyarázat: 1. ooidos mészkő, 2. tűzköves mészkő, 3. gyakori, 4. tömeges

Fig. 4. Stratigraphy of Jurassic samples recovered from Patkó Cliffs Quarry in Bükkzsérc. Legend: 1 oolitic limestone, 2 cherty limestone, 3 frequent, 4 massive

21,5–22,2 m

A folyamatos magmintavétel tette lehetővé, hogy a mindössze 0,70 m vastag (21,5–22,2 m) összletről kiderüljön mikrofaunisztikai különbözősége a közrefogó rétegek mikrofaunájától. Ennek a szintnek ősmaradvány együttese teljesen eltér a közrefogó rétegek protopeneropliszos mikrobiofáciesétől. Ősmaradvány együttese nagy hasonlóságot mutat a korábban vizsgált Odvas-bükk tetői mészkövek (=*odvasbükki szint* ill. odvasbükki mészkő) foraminifera együttesével (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1982). Nagy gyakorisággal vannak jelen a Bzs-5. sz. fúrásnak ebben a szintjében is az *"Involutina" bükki* BÉRCZI-MAKK példányok éppen úgy mint az Odvas-bükk tetői mintákban. Ennek a szintnek a foraminifera együttese a platform peremtől távolibb, lejtő illetve medence környezetet jelez. Az Odvas-bükk tetői minták liász foraminifera faunájából (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1982: toarci? – *Verneuilinoides mauritii* /TERQUEM/, *Nodosaria* cf. *oviformis* /TERQUEM/, *Frondicularia brizaeformis* BORNEMANN, *Lingulina* sp., *"Involutina" bükki* BÉRCZI-MAKK, *Lenticulina* cf. *bochardi* /TERQUEM/ – AUBERT J. 1981 kézirat: pliensbachi – *Reophax dentaliniformis* BRADY, *Verneuilinoides mauritii* /TERQUEM/, *Frondicularia terquemi* d'ORBIGNY, *Lingulina tenera* /BORNEMANN/, *Glandulina multicostata* /BORNEMANN/) megismert gazdag Nodosaridae együttes a bükkzsérci mintákból teljesen hiányzik. Ebben a bükkzsérci fúrásban az *"Involutina" bükki* tartalmú szint valószínűleg a feküjének (bath) és fedőjének (bath–callovi) dogger korával megegyező. Így a liász rétegekből leírt *"Involutina" bükki* faj dogger elterjedése vált ismertté ebben a fúrásban.

45,7–48,1 m

A protopeneropliszos szint alatt harántolt 45,7–48,1 m közötti rétegsor ősmaradvány együttese (*Gutnicella* /="*Dictyoconus*"/ *cayeuxi* /LUCAS/, *G. bizonorum* /BOURROUILH et MOULLADE/, *Redmondoides medius* /REDMOND/, *R. rotundus* /REDMOND/, *R. lugeoni* /SEPTFONTAINE/, *Mesoendothyra croatica* GUŠIC, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Spiraloconulus* sp., *Trocholina gigantea* PELISSIÉ et PEYBERNÉS, *T. palastiniensis* HENSON) *gutnicellás /="dictyoconuszos"/ mikrobiofáciessel* jellemezhető. A Bükk hegység eddig vizsgált és feldolgozott jura rétegsoraiban ez a szint még nem volt ismert. Először ennek a fúrásnak sikerült harántolnia. Foraminifera együttesét a Gutnicella és a Trocholina nemzetség fajainak gyakorisága, a Redmondoides taxonok faj és egyed gazdagsága, valamint a *Mesoendothyra croatica* faj előfordulása jellemzi. A biosztratigráfiai jelentőségű gutnicellás rétegek, a hasonló platform peremi jura kifejlődésű területeken mindig a protopeneropliszos-trocholinás kifejlődések alatt helyezkednek el (CRESCENTI 1969c; GUŠIĆ 1969b; GUTNIC & MOULLADE 1967. etc.).

A gutnicellás /="dictyoconuszos"/ szint a protopeneropliszos rétegsor alatt ismert Bükkzsércen is, a *Protopeneroplis striata* fajhoz hasonlóan a Gutnicella taxonok is a karbonátos platók peremének, normálisan sós, mozgatott sekély vizének jellegzetes alakjai (BASSOULLET et al. 1985; CRESCENTI 1969a, c).

Annak ellenére, hogy LUCAS (1938) algériai aaleni rétegekből írta le a *Gutnicella* /="*Dictyoconus*"/ *cayeuxi* fajt, azóta előkerült példányai a kísérő fauna alapján általában mindig fiatalabb jura rétegekből ismertek (ALLEMANN & SCHROEDER 1972; BASSOULLET et al. 1985; GUŠIC 1969a, c; RAFFI & FORTI 1959). Leggyakrabban bajóci–bath rétegekben fordul elő. A bükkzsérci fúrás *Gutnicella cayeuxi* fajt kísérő foraminifera együttesében a *Gutnicella bizonorum* felső-liász–alsó-dogger, a Redmondoides nemzetség bath–kimmeridgi (*Redmondoides medius, R. rotundus, R. lugeoni*), a Trocholina nemzetség bath–oxfordi korú (*Trocholina palastiniensis, T. gigantea*) fajai dominálnak. Ismert a *Gutnicella cayeuxi* példányainak a *Protopeneroplis striata* fajjal való együtt előfordulása is, a Taurus hegységben (BASSOULLET & POISSON 1975). Az a tény, hogy a bükkzsérci gutnicellás szint foraminifera együttese a *Gutnicella bizonorum* fajt kivéve bath-nál idősebb rétegekből nem ismert, utalhat a *Gutnicella cayeuxi* faj aaleninél fiatalabb dogger elterjedésére is.

A Bzs-5. sz. fúrásban is a protopeneropliszos rétegsor alatt vált ismertté a gutnicellás /="dictyoconuszos"/ szint, így a harántolt bükkzsérci rétegsor normál települést mutat. A Bükkzsérci Formáció képződményei minden kétséget kizáróan egy meghatározott rétegtani szintet képviselnek, összhangban más bükki előfordulások térképezési és szerkezeti megfigyeléseivel (CSONTOS et al. 1989).

A *Mesoendothyra croatica* dogger foraminifera faj jelenléte a fúrás ezen mélységében csak megerősíti a kronosztratigráfiai besorolás helyességét.

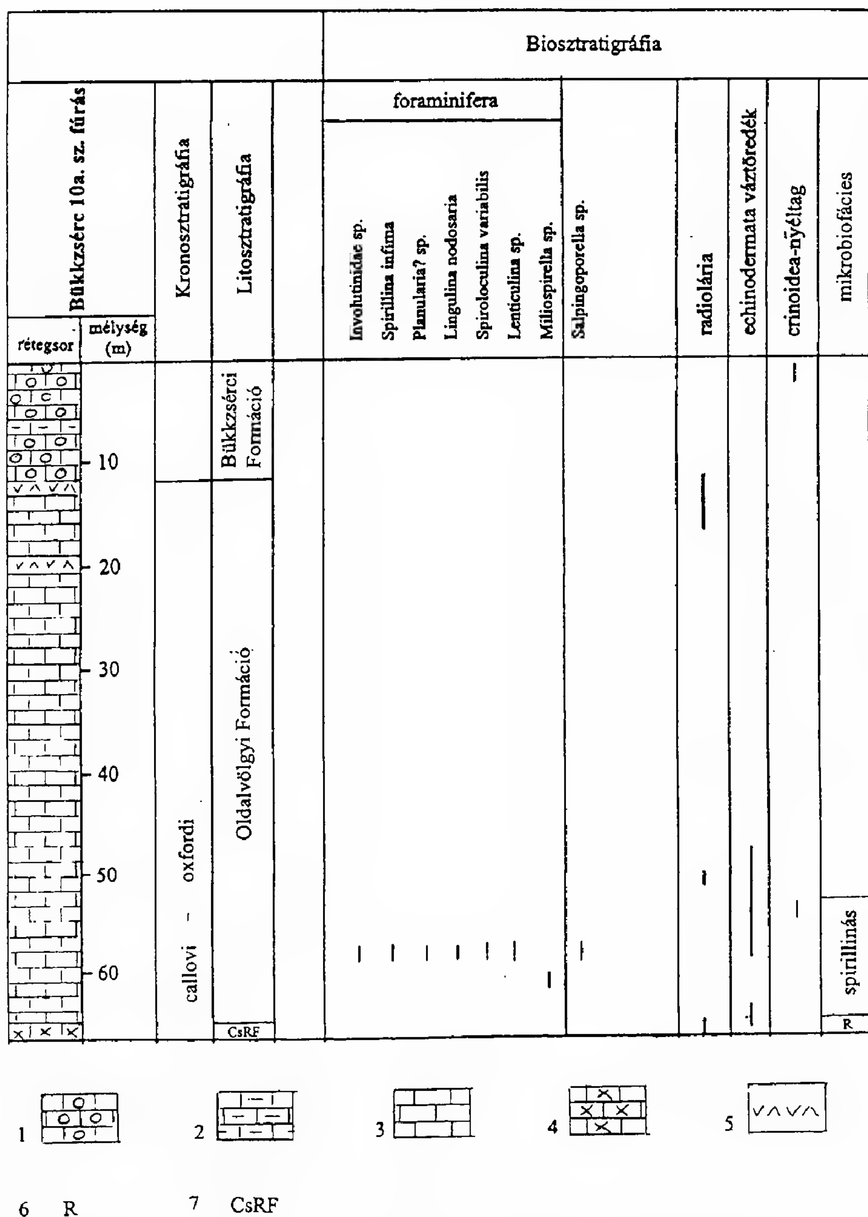
Bükkzsérci Patkó-sziklák alatti kőbánya

A bükkzsérci Hódos-tető déli lábánál, a Patkó-sziklák alatt található felhagyott kőbánya faláról, a nyugati és keleti oldaláról szelvény mentén begyűjtött minták protopeneropliszos mikrobiofáciessel jellemezhetők (BÉRCZI-MAKK et al. 1989). A foraminifera asszociáció megegyezik a Bükkzsérc-5. fúrás 3,1–44,5 m, között harántolt sorozatának bath–callovi faunájával (*4. ábra*) és sztratigráfiai értékelésével. Ez nem meglepő, mivel a Bükkzsérc-5. fúrás ennek a kőbányának a talpáról indult, mintegy a kőbányai rétegsor folytatásaként.

A foraminifera együttest a *Protopeneroplis striata* faj egyedeinek gyakorisága, a Textulariidae család, a Paravalvulininae alcsalád, a Trocholina nemzetség fajainak és a Miliolina-féléknek általános elterjedése jellemzi (*Ammobaculites* sp., *Textularia jurassica* GÜMBEL, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Riyadella* sp., *Pseudodictyopsella* sp., *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ, *Paalzowella turbinella* /GÜMBEL/, *Paalzowella* sp., *Valvulininae* sp.).

Bükkzsérc-10/a. sz. fúrás

A fúrás vastag mélyvízi, radioláriában gazdag sorozatában mindössze egy vékony (57,6–61,3 m) foraminiferás szint van (*5. ábra*). A spirillinás mikrobiofácies foraminiferái a platform peremtől távolabbi, medence közeli környezetet jeleznek. Mindezideig vizsgált bükki jura mintákból ilyen ősmaradvány együt-



5. *ábra.* A Bzs-10/a. fúrás vázlatos jura rétegsorának sztratigráfiai jellemzői. Jelmagyarázat: 1. ooidos mészkő, 2. mikrites mészkő, 3. peloidos mészkő, 4. meszes radiolarit, 5. polimikt breccsa, 6. radioláriás, 7. CsRF=Csipkéstetői Radiolarit Formáció (Litosztratigráfia PELIKÁN Pál után)

Fig. 5. Stratigraphy of the Jurassic intersected by borehole Bükkzsérc 10a/. Legend: 1 oolitic limestone, 2 micritic limestone, 3 peloidal limestone, 4 calcareous radiolarite, 5 polimictic breccia, 6 R=radiolarian, 7 CsRF=Csipkéstető Radiolarite Formation (Lithostratigraphy after PELIKÁN P.)

tes nem került elő, illetve ehhez némileg hasonló volt az Odvasbükk-tetői asszociáció. Azonban a Bzs-10a. sz. fúrás foraminifera fauna együttesének (*Involutinidae* sp., *"Involutina" bükki* BÉRCZI-MAKK, *Spirillina infima* /STRICKLAND/, *Spirillinidae* sp., *Planularia* sp., *Lingulina nodosaria* /TERQUEM/, *Lingulina* sp., *Spiroloculina variabilis* BARNARD, CORDEY, SHIPP, *Lenticulina* sp., *Miliospirella* sp.) kora mindenképpen fiatalabb az Odvasbükk-tetőinél. A Spiroloculina, Planularia és Lingulina taxonok callovi–oxfordi fajokat képviselnek és lejtő illetve a platform peremtől távolibb, medence környezetet jeleznek. A platform környezetből származó *Salpingoporella* sp. együtt előfordulása a medencebeli foraminiferákkal talán utalhat a medencébe történő gyors átülepedés lehetőségére is.

Bükkzsérc-11. fúrás

Ebben a fúrásban is vastag mélyvízi, radioláriában gazdag sorozatban mindössze néhány, nagyon vékony (10,7 m, 33,1–33,3 m) foraminiferás szint van (*6. ábra*). Egy epistominás- (*Epistomina /Brotzeina/ parastelligera* /HOFKER/, *Epistomina /Voorthuysenia/ brandi* /HOFKER/, *Epistomina* sp.) és egy ophthalmidiumos (*Spirillina tenuissima* GÜMBEL, *Ophthalmidium carinatum* KÜBLER, ZWINGLI, *Ophthalmidium* sp. 2, *Ophthalmidium* sp.) mikrobiofáciessel jellemezhető foraminifera együttes ismert, amely szintén a platform peremtől távolabbi, medence környezetet jelez. Ez a rétegsor is ékes bizonyítéka annak, hogy a mélytengeri környezetbe nemcsak platform peremi mészkövek kerültek átülepítésre. A foraminifera taxonok alapján ennek a medence közeli sorozatnak a kora közel megegyezik a platform peremi kifejlődésekével, bath–callovi.

Eredmények, következtetések

A bükkzsérci fúrások foraminifera vizsgálatai jó egyezést mutatnak a 80-as évek elején mikrofaunisztikailag bizonyítást nyert (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1982) felszíni jura előfordulások rétegtani eredményeivel. Ezzel a Bükk hegységben tovább bővült a jura foraminifera sztratigráfia adatainak köre.

Az újabb foraminifera vizsgálatok lehetővé tették a pontosabb kronosztratigráfiai besorolást. A felszíni, korábban dogger–alsó-malmnak vett platform peremi karbonátok kora a fúrási anyag (Bzs-5.) alapján pontosítható, a protopeneropliszos-trocholinás-gutnicellás mikrobiofáciesek ismeretében bath–callovi. A bath–callovi foraminifera együttest tartalmazó platform peremi, ooidos mészkövek mélyvízi környezetben, leggyakrabban dogger radioláriás rétegek között vannak.

A MÁFI fúrási gyakorlatának – nevezetesen a folyamatos magmintavételnek – köszönhető, hogy a korábbi odvasbükk-tetői mészkő (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1982) sorozattal közel azonos szint vált ismertté a Bzs-5. sz. fúrásban a bath–callovi protopeneropliszos-trocholinás rétegek között. Ez az azonosság az azonos fácies viszonyok következménye. Az odvasbükk-tetői mészkőből leírt *"Involutina" bükki* foraminifera egyedeket tartalmazó "odvasbükki szint" a fúrásos

6. *ábra.* A Bzs-11. fúrás vázlatos jura rétegsorának sztratigráfiai jellemzői. Jelmagyarázat. 1. ooidos mészkő, 2. meszes radiolarit, 3. kovás radiolarit, 4. vulkanit, 5. agyagos aleurolit-homokkő (Litosztratigráfia Pelikán Pál után)

Fig. 6. Stratigraphy of the Jurassic intersected by borehole Bükkzsérc 11. Legend: 1 oolitic limestone, 2 calcareous radiolarite, 3 siliceous radiolarite, 4 volcanic rocks, 5 shaley-silty sandstone (Lithostratigraphy after PELIKÁN P.)

anyagban (Bzs-5. 21,5–22,2 m) minden bizonnyal feküjének (bath) és fedőjének (bath–callovi) dogger korával egyezik meg. Úgy az *"Involutina" bükki* faj rétegtani elterjedése liász–dogger.

Sztratigráfiailag figyelemre méltó adatokat eredményezett a Bzs-10/a, -11. fúrások foraminifera faunája. Vastag mélyvízi, radioláriában gazdag sorozatban mindössze egy (Bzs-10/a) vagy néhány (Bzs-11) vékony foraminiferás szint van. A spirillinás-epistominás-ophthalmidiumos mikrobiofáciesek foraminifera asszociációja medence környezetet jelez és kora közel azonos a platform peremi kifejlődésekkel (callovi–oxfordi ill. bath–callovi).

Irodalom – References

AGIP 1988: Southern Tethys Biofacies. – Agip S.p.A. Milano

ALLEMANN, F. & SCHROEDER, R. 1972: Spiroconulus perconigi n.gen. n.sp. a new Middle Jurassic Foraminifer of Oman and Spain. – *Rev. Esp. Micropal., Extraord.*, **30**, 199–209.

ALTINER, D., KOCYIGIT, A., FARINACCI, A., NICOSIA, U. & CONTI, M.A. 1991: Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of North-Western Anatolia (Turkey). – *Geologica Rom.*, **27**, 13–80. Roma

BASSOULLET, J.-P., FOURCADE, E. & PEYBERNÉS, B. 1985: Paléobiogéographie des grands Foraminiféres benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. – *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **1**, **5**, 699–713. Paris

BASSOULLET, J.P. & POISSON, A. 1975: Microfaciés du Jurassique de la région d'Antalya (Secteurs N et NW) Taurus Lycien (Turquie). – *Rev. Micropal.*, **18/1**, 3–14. Paris

BERNIER, P. 1984: Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandian dans le Jura Méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. – *Doc. Lab. Géol.* **92/1**, 1–443, **92/2**: 449–730. Lyon

BÉRCZI-MAKK, A. (in press): Protopeneroplis striata Weynschenk, 1950 foraminifera faj sztratigráfiai és földrajzi elterjedésének bibliográphiája. – *Acta Geologica Hungarica*

BÉRCZI-MAKK, A., FRIDEL-MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. 1989: Bükkzsérc, Patkó cliff quarry. – *XXIst European Micropalaeontological Colloquium (EMC) Guidebook*, 4–13. 09. 1989 Hungary, 156–160. Budapest

BÉRCZINÉ MAKK, A. & PELIKÁN, P. 1982: Jura képződmények a Bükk hegységből (Jurassic Formations from the Bükk Mountains). – *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of* **1982**, 137–166. Budapest (in Hungarian with English abstract)

BISMUTH, H., BONNEFOUS, J. & DUFAURE, PH. 1967: Mesozoic Microfacies of Tunisia. – In: MARTIN, L. (ed): *Guidebook to the geology and history of Tunisia. Petr. Expl. Soc. Libya Ninth Ann. Field Conf.*, 159–173.

BOSSELLINI, A., MASETTI, D. & SARTI, M. 1981: The Vajont Limestone: an oolitic deep sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps. – *Excursion Guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins. IAS 2nd European Regional Meeting*, 1981, 307–342 Bologna.

BREZSNYÁNSZKY K. & HAAS J. 1984: A szenon Nekézsenyi Konglomerátum Formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. (The Nekézseny Conglomerate Formation of Senonian age: a sedimentological and tectonic study of the stratotype section.) – *Földtani Közlöny*, **114/1**, 81–100. (in Hungarian with English abstract)

BUCUR, I.I. 1993: Les représentants du genre Protopeneroplis Weynschenk dans les dépôts du Crétacé inférieur de la zone de Reşiţa-Moldova Nouă (Carpathes Méridionales, Roumanie). – *Rev. Micropal.*, **36/3**, 213–223.

CAFLISCH, L. & CRESCENTI, U. 1969: Sul significato Paleoambientale del Dogger–Malm di Vicari. – *Geol. Rom.*, **8**, 1–14.

ĆOSOVIĆ, V. 1987: Biostratigraphic features of Jurassic sediments in Gorski Kotar. – *Mem. Soc. Geol. It.* **40**, 85–89. Roma

CRESCENTI, U. 1969a: Biostratigraphic correlations in the Jurassic facies of Central Italy by means of the Microfossils. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. (MÁFI Évkönyve)*, **54/2**, 209–213.

CRESCENTI, U. 1969b: Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni. – *Geol. Rom.*, **8**, 15–40. Roma

CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A. & THIEBAULT F. 1989: Újabb foraminifera-leletek a Déli-Bükkből. (Contributions to Foraminiferal fossils from the S part of the Bükk Mts.) – *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of* **1989**, 383–409. Budapest (in Hungarian with English abstract)

DERIN, B. & REISS, Z. 1966: Jurassic Microfacies of Israel. – *Geol. Surv. Israel, Isr. Inst. Petr., spec. publ.* 1–43. Tel Aviv

DESIO, A., CITA, M.B. & PREMOLI-SILVA, I. 1965: The Jurassic Karkar Formation in North-East Afghanistan. – *Riv. Ital. Paleont.*, **71/4**, 1181–1222. Milano

DOZET, S. & ŠRIBAR, L. 1981: Biostratigrafija jurskih plasti juzno od Prezida v Gorskem kotaru. – *Geologija*, **24/1**, 109–126. Ljubljana

DRAGASTAN, O., MUTIU, R. & VINOGRADOV, C. 1975: Les zones micropaléontologiques et la limite Jurassique-Crétacé dans les Carpates orientales (Monts de Haghimas) et dans la plate-forme moesienne. – *Mem. B. R. G. M.* (Coll. Jura.-Crét. Lyon, 1973) **86**, 188–203.

DUFAURE, PH. 1958: Contribution á l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine á la Provence. – *Rev. Micropal.* **1/2**, 87–115. Paris

FARINACCI, A. 1964: Sulla posizione sistematice e stratigrafica di Protopeneroplis striata Weynschenk, 1950 (Foraminifera). – *Geologica Rom.*, **3**, 41–48.

FARINACCI, A. & RADOICIC, R. 1964: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. – *La Ricerca Scientifica, Anno* **34**, A, **7**, **2**, 269–300. Roma

FENNINGER, A. & HÖTZL, H. 1967: Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressenstein-kalkes der Typuslokalitäten (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **128/1**, 1–37. Stuttgart

FLÜGEL, E. 1964: Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. – *N. Jb. geol. Paläont. Abh.*, **120/2**, 213–232. Stuttgart

FLÜGEL, E. 1974: Fazies-Interpretation der Cladocoropsis-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien. – *Arch. Lagerst. Ostalpen, Sonderbd.* **2**, 79–94. Leoben

FLÜGEL, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer-Verlag, 1–454. Berlin, Heidelberg, New York

FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M. 1977: Nouvelles données biostratigraphiques (á l'aide des Foraminiféres) dans le Dogger á faciés briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.*, **70/3**, 717–737.

GISIGER, M. 1967: Géologie de la région Lac Noir – Kaiseregg – Schafberg (Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises). – *Eclogae geol. Helv.*, **60/1**, 237–350.

GOLLESTANEH, A. 1974: The biostratigraphy of the "Khami-group" and the Jurassic-Cretaceous boundary in Fars province (southern Iran). – *Bull. B.R.G.M.* **(2)**, **4**, **3**, géologie générale, 165–197. Paris

GUŠIĆ, I. 1969a: Some new and inadequatly known Jurassic foraminifers from central Croatia. – *Geol. Vjesnik* **22**, (1968), 55–87.

GUŠIĆ, I. 1969b 1968: Biostratigrafske i mikropaleontoloske karakteristike nekih jurskih profila iz podrucja centralne Hrvatske. – *Geol. Vjesnik* **22**, 89–97.

GUŠIĆ, I., NIKLER, L. & SOKAC, B. 1971: The Jurassic in the Dinaric Mountains of Croatia and the problems of its subdivision. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54/2**, 165–183. Budapest

GUTNIC, M. & MOULLADE, M. 1967: Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inferieur du Barla Dagt au sud de Senirkent (Taurus de Pisidie, Turquie). – *Bull. miner. Res. Explor. Inst. Turkey*, **69**, 60–78. Ankara

HENSON, F. R .S. 1947: Foraminifera of the Genus Trocholina in the Middle East. – *The Annals and Magazine of Natural History*, (11), **14**, **115**, 445–459. London.

LEISCHNER, W. 1959: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. – *Sitzungsberichte Österr. Akad. Wiss.* Ab. I., Bd. **168**, 839–876.

LUCAS, G. 1938: Dictyoconus Cayeuxi n. sp. Foraminifére de grande taille de l'Aalénien de l'Oranie occidentale. – *C.R. Som. Soc. géol. France*, 353–355. Paris.

MARTINIS, B. & FONTANA, M. 1968: Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **74/4**, 1177–1230. Milano.

MIŠIK, M. 1979: Sedimentological and microfacial study in Jurassic of the Vršatec (castle) klippe (neptunic dykes, Oxfordian bioherm facies). – Západné Karpaty, sér. geológia, **5**, 7–56, Bratislava.

MIŠIK, M. & SYKORA, M. 1982: Allodapische Barmsteinkalk im Malm des Gebirges Cachtické Karpaty. – *Geol. Zbor. Geol. Carp.*, **33/1**, 51–78. Bratislava

MONTENAT, CH. & BASSOULLET, J.-P. 1983: Le Jurassique et le Néocomien d'Afganistan central - stratigraphic, évolution paléogéographique. – *Eclogae geol. Helv.*, **76/1**, 197–241. Basel

PAALZOW, R. 1922: Die Foraminiferen der Parkinsoni-Mergel. – *Abhandlungen der Naturhistorischen Gesellschaft zu Nürnberg*, **22**, 1–35.

PELISSIÉ, T., PEYBERNÉS, B. & REY, J. 1984: The larger benthic foraminifera from the Middle/Upper Jurassic of SW France (Aquitaine, Causses, Pyrenees). – BENTHOS'83, 479–489.

PEYBERNÉS, B. 1991: The Jurassic of Tunisia: an Attempt at Reconstruction of the South Neotethyan Margin during and after the Rifting Phase. – In: SALEM, M.J., HAMMUDA, O.S. & ELIAGOUBI, B. A. (eds): *The Geology of Libya*.**4**. (3rd Symp. Geol. Libya, Tripoli 1987), 1681–1709. Elsevier

PEYBERNÉS, B., ALMERAS, Y., BEN YOUSSEF, M., KAMOUN, F., MELLO, J., REY, J. & ZARGOUNI, F. 1985: Nouveaux éléments de datation dans le Jurassique du Sud tunisien (plate-forme saharienne). – *C. R. Acad. Sci. Paris* **(2)**, **300/3**, 113–118.

RABU, D., Le METOUR, J., BECHENNEC, F., BEURRIER, M., VILLEY, M. & BOURDILLON-JEUDY de GRISSAC, C. 1990: Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). – In: ROBERTSON, A. H. F., SEARLE, M. P., RIES, A .C. (eds): The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geological Society Special Publication* **49**, 49–68. Publications by The Geological Society, London

RADOIČIĆ, R. 1966: Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. – *Geologija Razprave in Porocila*, **9**, 5–377. Ljubljana

RADOIČIĆ, R. 1981: Some new data about subsurface biostratigraphy of the Western Iraqi Desert (Block 7). – *Acad Serbe Sci. Arts Cl. Sci. nat. math. Sci nat. Bull.* **75**, **21**, 115–137. Beograd

RAFFI, G. & FORTI, A. 1959: Micropaleontological and stratigraphical investigations in "Montagna del Morrone" (Abruzzi-Italy). – *Rev. Micropal.*, **2/1**, 8–20. Paris

RAMALHO, M. 1973: Observatores micropaleontologicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). – *Comun. Serv. Geol. portugal*, **56**, 451–470.

REICHEL, M. 1955: Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **48/2**, 396–408.

REISS, Z. 1958: Protopeneroplis striata WEYNSCHENK from the Jurassic of Israel. – *Bull. Geol. Surv. Israel*, **17**, 8–10. Jerusalem

RICATEAU, R. & RICHÉ, H.P. 1980: Geology of the Musandam Peninsula (Sultante of Oman) and its surroundings. – *Journal of Petroleum Geology*, **3/2**, 139–152.

SCHLUMBERGER, C 1898: Note sur Involutina conica n. sp. – Feuille des Jeunes Naturalistes, Paris, (3), **28**, **322**, 150–151.

SEIBOLD, E. & SEIBOLD, I. 1960: Foraminiferen Bank- und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. – *Neues Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **109/3**, 309–438.

SEPTFONTAINE, M. 1978: Présence d'Archaeosepta platierensis Wernli, 1970 dans le Jurassique briançonnais des Préalpes. – *Notes Lab. Paléont. Univ. Geneve*, **2/1**, 1–6.

SEPTFONTAINE, M. 1979: Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine Briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'aprés des nouvelles données bio- et lithostratigraphiques. – *Notes Lab. Paléont. Univ. Geneve*, **5/3**, 25–35.

SEPTFONTAINE, M. 1980: Les Foraminiféres imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoique: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – *Rev. Micropal.* **23**, **3/4**, 169–203.

SOKAČ, B. & VELIĆ, I. 1979: Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of the Karst Part of the Dinarids. – *16th European Micropaleontological Colloquium*, 79–100. Ljubljana

SOTÁK, J. 1987a: Protopeneroplide foraminifers from Lowermost Cretaceous of the (tramberk carbonate platfom (Outer Western Carpathians). – *Geol. Zbor. - Geol. Carp.*, **38/6**, 651–667.

SOTÁK, J. 1987b: On distribution of Dasycladaceans Algae in the Jurassic and Lower Cretaceous shallow-water limestones from the products of the Silesian Cordillera (Outer Western Carpathians). – *Miscellanea micropaleontologica*, **2/1**, 215–249. Hodonin

ŠRIBAR, L., GUŠIĆ, I. & RADOIČIĆ, R. 1979: Excursion R. (Malm-Lower Albian) - Guidebook 16th European Micropaleontological Colloquium, 247–254. Ljubljana

STEIGER, T. 1981: Upper Jurassic limestone turbidites from the Northern Calcareous Alps (Barmstein Limestone, Salzburg, Austria). – *Facies*, **4**, 215–348. Erlangen

STEIGER, T. & WURM, D. 1980: Faziesmuster oberjurassischer Platform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284. Erlangen

TASLI, K. 1993: Micropaleontologie, stratigraphie et environement de dépot de séries Jurassiques á fáciés de plate-forme de la région de Kale-Gümüşhane (Pontides orientales, Turquie). – *Rev. Micropal.*, **36/1**, 45–65.

TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - Franz Deuticke Wien, p. 580.

VIOTTI, C. 1965: Microfaunes et microfaciés du sondage Puerto Cansado 1 (Maroc méridional, province de Tarfaya. – *Mém. B.R.G.M. Colloque International de Micropaléontologie* (Dakar, 1963), **32**, 29–60. Paris

WERNLI, R. & SEPTFONTAINE, M. 1971: Micropaléontologie comparée du Dogger du Jura méridional (France) et des Préalpes Médianes Plastiques romandes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* **64/3**, 437–458. Bâle

WEYNSCHENK, R. 1950: Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). – *Schlern-Schriften Herausg. Klebels.*, **83**, 1–32. Univ. Wagner, Innsbruck

A kézirat beérkezett: 1999. 01. 15.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1. *Textularia* cf. *jurassica* GÜMBEL, 28,8–28,9 m 100x
2. *Textularia* sp., 4,4–4,5 m 100x
3. *Textularia* sp., 8,8–8,9 m 100x
4. *Valvulininae* sp., 39,3–39,4 m 100x
5. *Valvulininae* sp., 18,1–18,2 m 100x
6. *Valvulininae* sp., 10,5–10,6 m 100x
7. *Pseudomarssonella* sp., 27,3–27,4 m 100x
8. Foram. indet. sp., 24,8–25,0 m 100x
9. *Redmondoides* sp., 5,1–5,2 m 100x

10a. *Riyadella regularis* REDMOND
10b. *Bolivina* sp., 34,2–34,3 m 100x

11. *Redmondoides* sp., 35,1–35,2 m 100x
12. *Bolivina* sp., 21,4–21,5 m 100x
13. *Ammobaculites* sp., 32,4–32,5 m 100x

II. Tábla – Plate II

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1. *Bolivina* sp., 28,8–28,9 m 100x
2. *Bolivina* sp., 21,4–21,50 m 100x
3. *Pseudodictyopsella* sp., 24,8–25,0 m 100x
4. *Pseudodictyopsella* sp., 39,3–39,4 m 100x
5. *Pseudodictyopsella* sp., 41,8–41,9 m 100x
6. *Mesoendothyra* cf. *croatica* GUŠIĆ, 18,1–18,2 m 100x
7. *Miliolidae* sp., 4,4–4,5 m 100x
8. *Miliolidae* sp., 18,7–18,8 m 100x
9. *Trocholina palastiniensis* HENSON, 32,4–32,5 m 100x
10. *Trocholina conica* SCHLUMBERGER, 5,1–5,2 m 100x

III. Tábla – Plate III

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK

1. 4,4–4,5 m 100x
2. 4,4–4,5 m 100x
3. 17,2–17,3 m 100x
4. 23,7–23,8 m 100x
5. 23,7–23,8 m 100x
6. 25,9–26,0 m 100x
7. 32,4–32,5 m 100x
8. 34,2–34,3 m 100x

IV. Tábla – Plate IV

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1. *Paalzowella* sp., 4,4–4,5 m 100x
2. *Paalzowella* sp., 4,4–4,5 m 100x
3. *Paalzowella* sp., 10,5–10,6 m 100x
4. *Paalzowella turbinella* (GÜMBEL), 23,7–23,8 m 100x
5. *Paalzowella* sp., 32,4–32,5 m 100x
6. *Paalzowella* sp., 32,4–32,5 m 100x
7. *Trochammina globigeriniformis* (PARKER et JONES), 37,9–38,0 m 100x
8. *Paalzowella* sp., 39,3–39,4 m 100x

V. Tábla – Plate V

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1a. *Trocholina palastiniensis* HENSON
1b. *Dictyoconinae* sp. (*cf. Kilianina* sp.), 45,7 m 100x
2. *Trocholina gigantea* PELISSIÉ et PEYBERNÉS, 48,0–48,1 m 50x
3. *Everticyclammina* sp., 18,7 m 50x
4. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 7,1 m 100x
5. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 11,6–11,7 m 100x
6. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 32,4 m 100x
7a. *Discorbis* sp.
7b. *Salpingoporella* sp., 37,3 m 100x
8. "*Involutina*" *bükki* BÉRCZI-MAKK, 21,8–22,2 m 140x

VI. Tábla – Plate VI

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1. *Redmondoides medius* (REDMOND), 47,3 m 100x
2. *Triplasia* sp., 48,0–48,1 m 100x
3. *Redmondoides medius* (REDMOND), 47,3 m 100x
4. *Redmondoides rotundus* (REDMOND), 5,7 m 100x
5. *Gutnicella /Dictyoconus/ cayeuxi* /LUCAS/, 48,0–48,1 m 50x
6. *Gutnicella /Dictyoconus/ cayeuxi* /LUCAS/, 48,0–48,1 m 50x

VII. Tábla – Plate VII

Bükkzsérc-5. fúrás (*Bükkzsérc-5 borehole*)

1. *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ, 45,7–45,8 m 100x
2. *Spiroloconulus*? sp., 45,7–45,8 m 100x
3. *Nautiloculina oolithica* MOHLER, 45,3–45,4 m 100x
4. *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ, 45,7–45,8 m 100x
5. *Gutnicella bizonorum* (BOURROUILH et MOULLADE), 48,0–48,1 m 100x
6. *Gutnicella bizonorum* (BOURROUILH et MOULLADE), 48,0–48,1 m 100x

VIII. Tábla – Plate VIII

Bükkzsérc Patkó sziklák alatti kőbánya keleti oldal szelvény
(*The section of the east side of Patkó Cliffs Quarry in Bükkzsérc*)

1. *Textularia jurassica* GÜMBEL, 11. sz. minta 100x
2. *Textularia* sp., 13. sz. minta 80x
3. *Textularidae* sp., 13. sz. minta 100x
4. *Bolivina* sp., 5. sz. minta 100x
5. *Valvulininae* sp., 8. sz. minta 100x
6. *Miliolidae* sp., 11. sz. minta 100x
7. *Pseudodictyopsella* sp., 13. sz. minta 80x
8. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 11. sz. minta 100x
9. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 11. sz. minta 100x
10. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 11. sz. minta 100x
11. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 12. sz. minta 100x
12. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 8. sz. minta 100x

IX. Tábla – Plate IX

Bükkzsérc Patkó sziklák alatti kőbánya nyugati odal szelvény
(*The section of the west side of Patkó Cliffs Quarry in Bükkzsérc*)

1. *Textularia* sp., 19. sz. minta 100x
2. *Textulariidae* sp., 17. sz. minta 100x
3. *Bolivina* sp., 19. sz. minta 100x
4. *Riyadellidae* sp., 19. sz. minta 100x
5. *Textularia* sp., 19. sz. minta 100x
6. *Glomospira* sp., 21. sz. minta 100x
7. *Pseudodictyopsella* sp., 21. sz. minta 100x
8. *Ammobaculites* sp., 19. sz. minta 100x

X. Tábla – Plate X

Bükkzsérc-11. fúrás (*Bükkzsérc-11 borehole*)

1. *Epistomina (Brotzeina) parastelligera* (HOFKER), 10,7 m 100x
2. *Ophthalmidium carinatum* KÜBLER et ZWINGLI, 33,1–33,3 m 200x
3. *Spirillina tenuissima* GUMBEL, 33,1–33,3 m 200x
4. *Ophthalmidium* sp.2, 33,1–33,3 m 200x
5. *Ophthalmidium* sp., 33,1–33,3 m 200x
6. *Ophthalmidium* sp.2, 33,1–33,3 m 200x
7. *Ophthalmidium carinatum* KÜBLER et ZWINGLI, 33,1–33,3 m 200x
8. *Ophthalmidium carinatum* KÜBLER et ZWINGLI, 33,1–33,3 m 200x
9. *Ophthalmidium* sp.2, 33,1–33,3 m 200x
10. *Ophthalmidium* sp.2, 3,1-33,3 m 200x

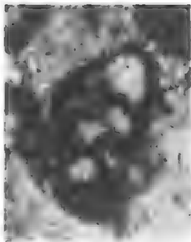
XI. Tábla – Plate XI

Bükkzsérc-10/a. fúrás (*Bükkzsérc-10/a borehole*)

1. *Involutinidae* sp., 59,1 m 140x
2. *Spirillina infima* (STRICKLAND) BARNARD, 59,1 m 140x
3. *Lenticulina* sp., 59,1 m 140x
4. *Planularia?* sp., 59,1 m 140x
5. *Lingulina nodosaria* (TERQUEM), 59,1 m 140x
6. *Miliospirella* sp., 61,3 m 140x
7. *Spiroloculina variabilis* BARNARD, CORDEY, SHIPP, 59,1 m 100x
8. *Miliospirella* sp., 61,3 m 140x
9. *Salpingoporella*? sp., 59,1 m 140x

I. tábla – Plate I


1

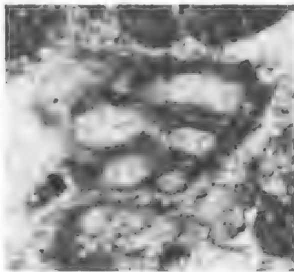

2

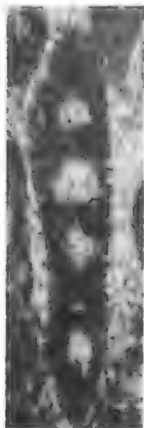

3


4


5


6

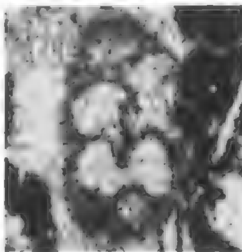

7


8


9


10

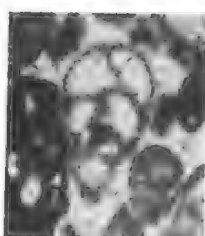

11


12


13

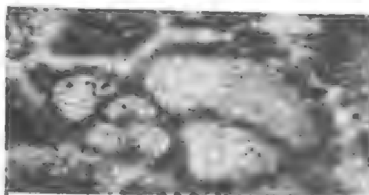
II. tábla – Plate II

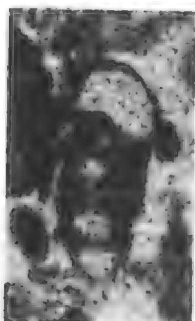

1

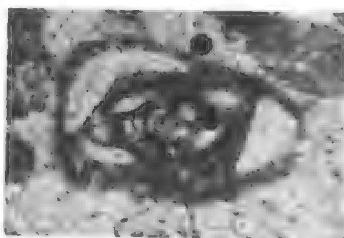

2


3


4

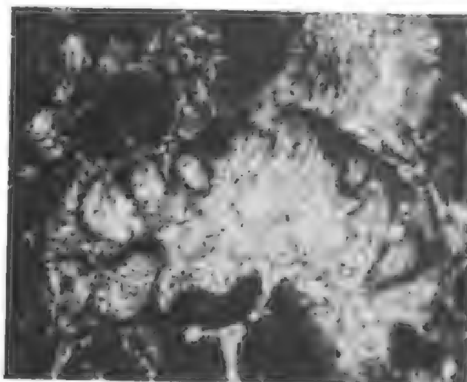

5


6


7


8


9


10

III. tábla – Plate III


1


2


3


4


5


6


7


8

IV. tábla – Plate IV


1


2


3


4


5


6


7


8

V. tábla – Plate V



1


2


3

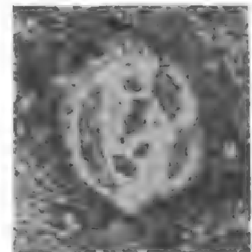

4


5


6



7


8

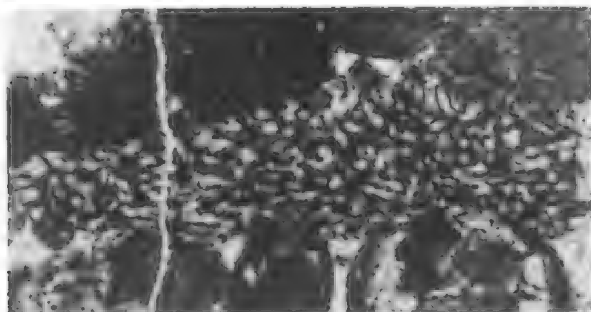
VI. tábla – Plate VI


1


2


3


4


5


6

VII. tábla – Plate VII


1


2


3


4


5


6

VIII. tábla – Plate VIII


1


2


3


4


5


6


7


8

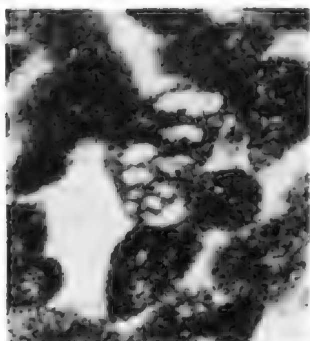

9

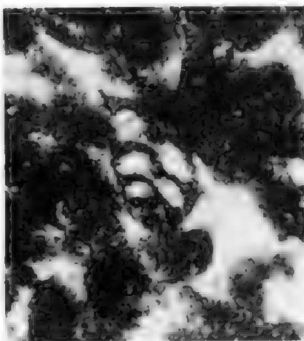

10

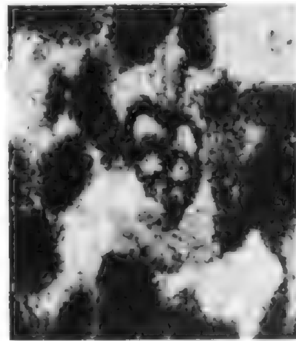

11

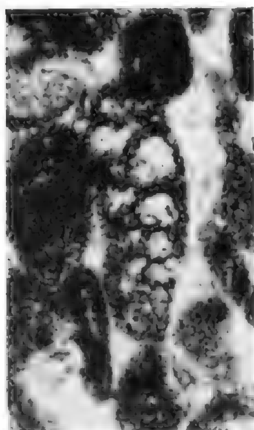

12

IX. tábla – Plate IX

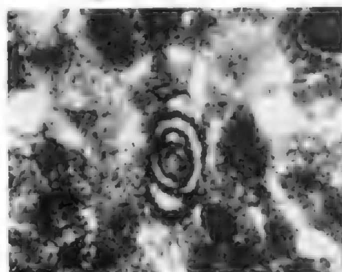

1


2

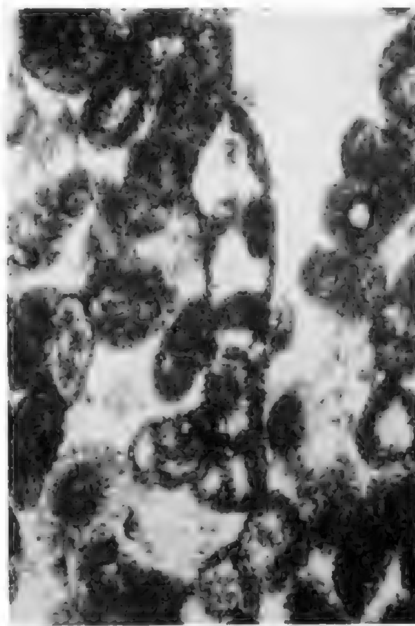

3


4


5

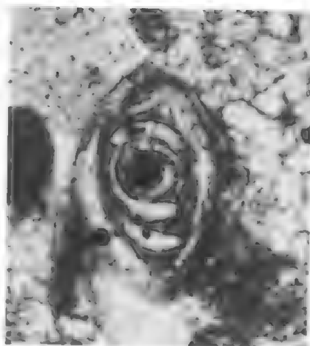

6

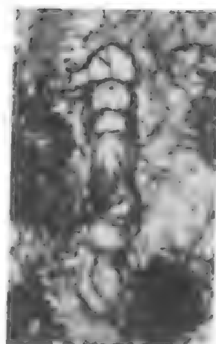

7

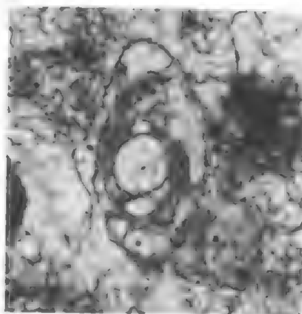

8

X. tábla – Plate X


1

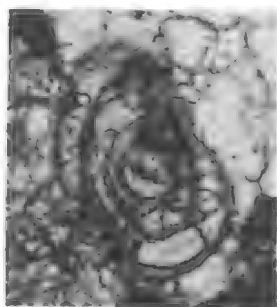

2

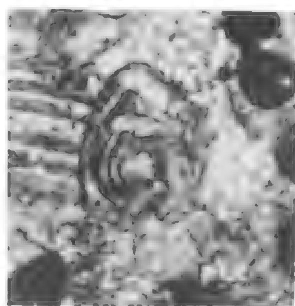

3


4


5


6


7


8


9


10

XI. tábla – Plate XI


1


2


3


4


5


6


7


8


9

Földtani Közlöny 129/3, 393–417 (1999) Budapest

Small-volume volcaniclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékkálla, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic flow or hydroclastic flow?[1]

Freatomagmás kitörési centrumokhoz kapcsolódó vulkanoklaszt árüledékek Szentbékkálláról (Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület): piroklaszt, vagy hidroklaszt ár?

Károly NÉMETH[2] – Ulrike MARTIN[2]

(13 ábra, 2 táblázat)

Key words: phreatomagmatism, hydrovolcanism, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Pannonian Basin, pyroclastic flow, hydroclastic flow

Tárgyszavak: freatomagmatizmus, hidrovulkanizmus, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület, Pannóniai-medence, piroklaszt ár, hidroklaszt ár

Abstract

Volcanic sequences related to the late Miocene alkaline basaltic volcanic province of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field occur at Szentbékkálla near Lake Balaton, Hungary. Physical volcanology field mapping and geophysical investigations indicate the importance of phreatomagmatic explosive activity during the eruptive history of the region. In particular, geomagnetic and gravity models suggest that the main eruptive centres have a deep excavated root zone and maar structures at depth. Evidence of small-volume volcaniclastic flow deposits has arisen during recent mapping and field studies. The massive, unsorted, coarse-grained volcaniclastic flow deposits alternate with cross-bedded, matrix-rich, block-bearing lapilli tuff beds, pyroclastic surge deposits and mantle bedding, co-surge fall-out tuff layers. The main bodies of the volcaniclastic flow sequences consist of grey, massive, compact lapilli tuff beds. There is no any evidence of grading or inner sedimentary structures, nor welding in the individual beds or flow units. The flow units always contain a high proportion of semi-rounded to rounded gravel-like ultramafic xenoliths and broken olivine and pyroxene megacrystals (without any accumulation). The beds contain a high proportion of fragments of the whole known underlying sedimentary sequence. The main part of the volcaniclastic flow unit has a non-erosional contact with the underlying Pannonian (late Miocene) river gravel beds. The contact zone contains lithics picked

---

[1] This paper was presented on the Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, Vienna, Austria, 30/08/98-02/09/97

[2] Geology Department, University of Otago, Dunedin, POBox 56, New Zealand
e-mail: nemeth_karoly@hotmail.com and uli_martin@hotmail.com

up from the gravel beds. The proposed volcaniclastic flow deposits show several well-developed gas segregation pipes, which are filled with lithic lapilli. The juvenile fragments are usually micro-vesiculated and slightly palagonitized. Their composition, according to electrone microprobe analyses, range between tephrite, phono-tephrite and tephri-phonolite. Small altered, light-coloured glass shards with 62–69 w% SiO_2 (88–95 w%total) show a dacite/trachydacite and basaltic andesite composition. These glass shards were picked up from early explosive volcanic products. The present ridges represent former river-valleys occupied by the volcaniclastic flows. The transportation direction from north to south has been evaluated by interpreting horizontal transportation features (e.g. dune, antidune, scour fillings). According to the presence of gas segregation pipes, a distal facies of a volcaniclastic flow is indicated. The sedimentary structures of the deposits suggest a laminar, gravity-driven high-concentration, semi-fluidized flow movement. This is typical for pyroclastic flows, but the low juvenile fragment ratio (compare to pyroclastic flows) and their high hydroclast content indicate a hydroclastic source. We therefore introduce the term "hydroclastic flow" to stress the difference between real pyroclastic flows and flows generated due to collapsing margins of hydroclastic driven eruption clouds.

Manuscript received: 26 10 1998

Összefoglalás

Szentbékkálla kb. 20 km-re fekszik a Balaton északi partjától. A terület vulkáni képződményei a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület felső-miocén alkáli bazalt vulkáni sorozatának része. A fizikai vulkanológiai térképezések és a geofizikai kutatások egyaránt felhívták a figyelmet a jelentős freatomagmás vulkanizmus lehetőségére a területen. A geofizikai tanulmányok (geomágneses és gravimetrikus mérések) mutattak rá arra, hogy az egyes kitörési központokhoz jelentős méretű kitörési csatornák és mélyre vágott maar kráterek tartozhatnak. A legújabb térképezések során sikerült azonosítani egy kis térfogatú vulkanoklaszt ár üledéket Szentbékkálla környékéről. Szerkezet nélküli, osztályozatlan, durvaszemcsés árüledékek váltakoznak keresztrétegzett, alapanyag dús, blokk gazdag lapilli tufa rétegekkel, melyek piroklaszt torlóár (alapi torlóár) és szórt piroklaszt üledékeknek tekinthetők. A vulkanoklaszt árüledék fő tömege szürke, szerkezet nélküli, kötött lapilli tufa rétegek sorozata. Semmi lényeges üledékföldtani jel nem mutatható ki a rétegekben. Az üledék nagy arányban tartalmaz enyhén kerekített–kerekített, kavicsszerű peridotit zárványokat véletlenszerű eloszlásban. A rétegek igen gazdagok törmelékekben, melyek az egész ismert felszín alatti formációkat képviselik. Az árüledék alapi zónája erózió nélküli átmenetet mutat a fekü pannoniai folyóvízi kavicsrétegekkel. A folyóvízi és vulkanoklasztikus rétegek határán a vulkanoklaszt üledék talpzónájában jelentős mennyiségű feltépett kavics található. A vulkanoklaszt ár üledékben néhány jól kifejlett gáz kilépési csatorna azonosítható, melyek általában lítikus törmelékekkel kitöltöttek. A juvenilis törmelékek általában mikrohólyagosak, enyhén palagonitosodottak. A kőzetüveg elemzések elektron mikroszondás adatai alapján tefrit–fono-tefrit–tefri-fonolit összetételek adódtak. Azonban kisméretű, világos színű, mállott üvegszilánkok elemzése 62–69 v% SiO_2 (88–95 v% total) mellett dácit/trachidácit bazaltos andezit összetételt mutatott. E törmelékek leginkább korábbi vulkáni kitörések termékeinek feltépett zárvanyai lehetnek. A terület jelenlegi dombhátai valószínűleg a korábbi vulkanoklaszt ár által kitöltött völgyek eróziós maradványai. A vízszintes szállításra utaló üledékföldtani jellegek elemzése az ár észak–déli irányú mozgását jelzi. A gáz kilépési csatornák megléte a vulkanoklaszt ár üledék kürtőtől távoli helyzetét mutatja. Az üledékföldtani jellegek azt mutatják, hogy az üledéket létrehozó közeg egy nagy sűrűségű, vízszintesen, gravitációs hatásra mozgó anyagár lehetett, mely tipikus a piroklaszt árakra. Azonban a leírt üledékek juvenilis szemcsearánya lényegesen kisebb mint az ismert piroklaszt ár üledékeké, s azok jobbára magma/víz kölcsönhatása során keletkezett hidroklasztok (hirtelen lehűlt, megdermedt vulkáni üveg), azaz a robbanásos kitörések hidroklasztikus folyamatokra, s nem a magma saját, jelentős gáztartalmából adódó széttöredezésre vezethetők vissza. Éppen ezért javasoljuk bevezetni a hidroklaszt ár (hidroklaszt ár üledék) kifejezéseket, e különbség kifejezésére, arra az esetre, ahol a nagy sűrűségű gravitációs tömegár hidroklasztikus kitörési felhő összeomlásából, s nem piroklasztikus kitörési felhő összeomlásából származik.

Introduction

The Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) is located in the Central Pannonian Basin, Hungary. The BBHVF volcanic centres were active between approximately 7.54 Ma and 2.8 Ma (BALOGH et al. 1982, 1986; BALOGH 1995; BORSY et al. 1986) and produced mostly alkaline basaltic volcanic products (e.g. EMBEY-ISZTIN et al. 1993; SZABÓ et al. 1992; DOWNES & VASELLI 1995; DOWNES et al. 1995; HARANGI in press). The volcanism was related to post-extensional tectonic processes in the middle part of the Pannonian Basin (SZABÓ et al. 1992). The BBHVF eruptive centres are closely related to the eruptive centres of the Little Hungarian Plain Volcanic Field according to their composition, age and general eruption mechanism (HARANGI & HARANGI 1995; NÉMETH 1997). Volcanism at both fields was coeval: however, the eruptive mechanism and explosivity may have varied due to differing palaeo-environments and hydrogeology. (KÁZMÉR 1990; HARANGI & HARANGI 1995).

The BBHVF consists of more than 50 basaltic volcanoes (LÓCZY 1894, 1913; JUGOVICS 1915; 1969; JÁMBOR et al. 1981). This number is greatly underestimated because several complex eruptive centres comprise a large number of individual vents and probably individual volcanic edifices. The real number of eruptive vents range between 150–200 in this relatively small (~3500 km^2) area. The underlying basement of the volcanic field consists of thick Silurian schist, Permian red sandstone and Mesozoic carbonate beds. The basement forms a large-scale anticline which is locally covered by Tertiary sediments in local basins (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985). The Silurian schist formation is a 400–600 m thick unit which contains alternating, very low-grade metamorphosed psammitic and pelitic beds (LELKES-FELVÁRI 1978). The Permian red sandstone is a thick (400–600 m), continental alluvial formation (MAJOROS 1980; 1983); here Mesozoic formations are represented by Triassic limestones and dolomites, which are directly related to the Triassic Eastern Alps (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985). The younger sediments were deposited on an erosion surface in local sedimentary basins. In the Neogene section, before volcanism started, a large lake occupied the Pannonian Basin – namely, the Pannonian Lake (KÁZMÉR 1990). Lacustrine sandstones, mudstones and marl of the brackish Pannonian Lake are widespread in the Pannonian Basin (MÜLLER & SZÓNOKY 1989). These usually fine-grained clastic quartzofeldspathic sediments show a gradual transition from a deep environment into a shallower, more typical sedimentary environment. Prior to volcanism, the area was probably an alluvial plain (KÁZMÉR 1990). Volcanism was mostly subaerial but there is evidence of local subaqueous or emergent eruptions, (term used by KOKELAAR 1983; 1986). The eruption style was related to the distribution of palaeovalleys, formerly stream – occupied longitudinal systems with good water supply. These stream valleys developed by exploring preexsisting and probably reactivated, tectonic structures similar to the ones in the West Eifel volcanic field, as suggested by BÜCHEL (1993).

The BBHVF comprises a great variety of volcanic centres (e.g. maars, tuff rings, scoria cones) which are characteristic of intra-continental, mostly monogenetic alkaline basaltic volcanic fields – e.g. Hopi Buttes, Arizona (WHITE 1991), Western Snake River, Idaho (GODCHAUX et al. 1992), Eifel, Germany (BÜCHEL 1993), Massif Central, France (JUVIGNÉ et al. 1993).

Recently, a wide range of hydrovolcanic deposits have been identified on the BBHVF, but no volcaniclastic ("pyroclastic") flow deposits have been described yet (NÉMETH 1997; NÉMETH & MARTIN 1998). In this study we suggest that on the northern part of the Káli Basin a special type of pyroclastic flow (hydroclastic flow) formed during phreatomagmatic activity and produced volcaniclastic deposits with a high concentration of peridotite xenoliths and accidental lithics (*Fig. 1*).

Pyroclastic sediment gravity flows are usually hot, gas-particle, density currents (SPARKS 1976; FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994; CAS & WRIGHT 1987). Their deposits are rich in crystals, glass shards and usually pumice. There are also lithic fragments in variable proportion depending upon 1) the composition of magma; 2) the country rock through which the materials rise; and 3) the ability of the currents to erode the surface over which they flow (FISHER & SCHMINCKE 1994). There are two end members of the pyroclastic sediment gravity flow deposits: 1) pyroclastic flow deposits that are relatively thick, poorly sorted, and which commonly but not invariably contain abundant fine-grained ash in the matrix, with only crude or no internal bedding; and 2) pyroclastic surge deposits that are relatively thin, better sorted than flow deposits, which are with or without abundant matrix fines, and well-bedded to cross-bedded. Surge deposits may occur beneath (ground surge), or on top (ash-cloud surge) of pyroclastic flows, or by themselves as a product of hydromagmatic activity (base surge) (FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994; CAS & WRIGHT 1987). The term "ignimbrite" is used to describe a pyroclastic flow deposit which is rich in pumice and glass shards (FISHER & SCHMINCKE 1994). Pyroclastic sediment gravity flows can move rapidly over long distances. Their deposits are generally much thicker in valleys (valley fill deposits) than on ridges (overbank deposits) (FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994). Differences in sedimentary structures, grain size and bedforms allow characterization of each type of deposit.

Volcaniclastic ("pyroclastic") flow deposits near Szentbékkálla

At the northern side of the Káli Basin there are 3 main hills (*Fig. 1*) and at the eastern side there is a large hydromagmatic maar volcanic complex (Fekete-hegy maar volcanic complex) with at least 3 eruptive centres (NÉMETH et al. 1997). These eruptive centres produced fine-grained lapilli tuffs, which crop out on the southern side of the hills. The top of the hill is covered by Strombolian scoria cone remnants and lava flows. On the western side, a large eroded Strombolian scoria cone and Hawaiian spatter cone complex with small

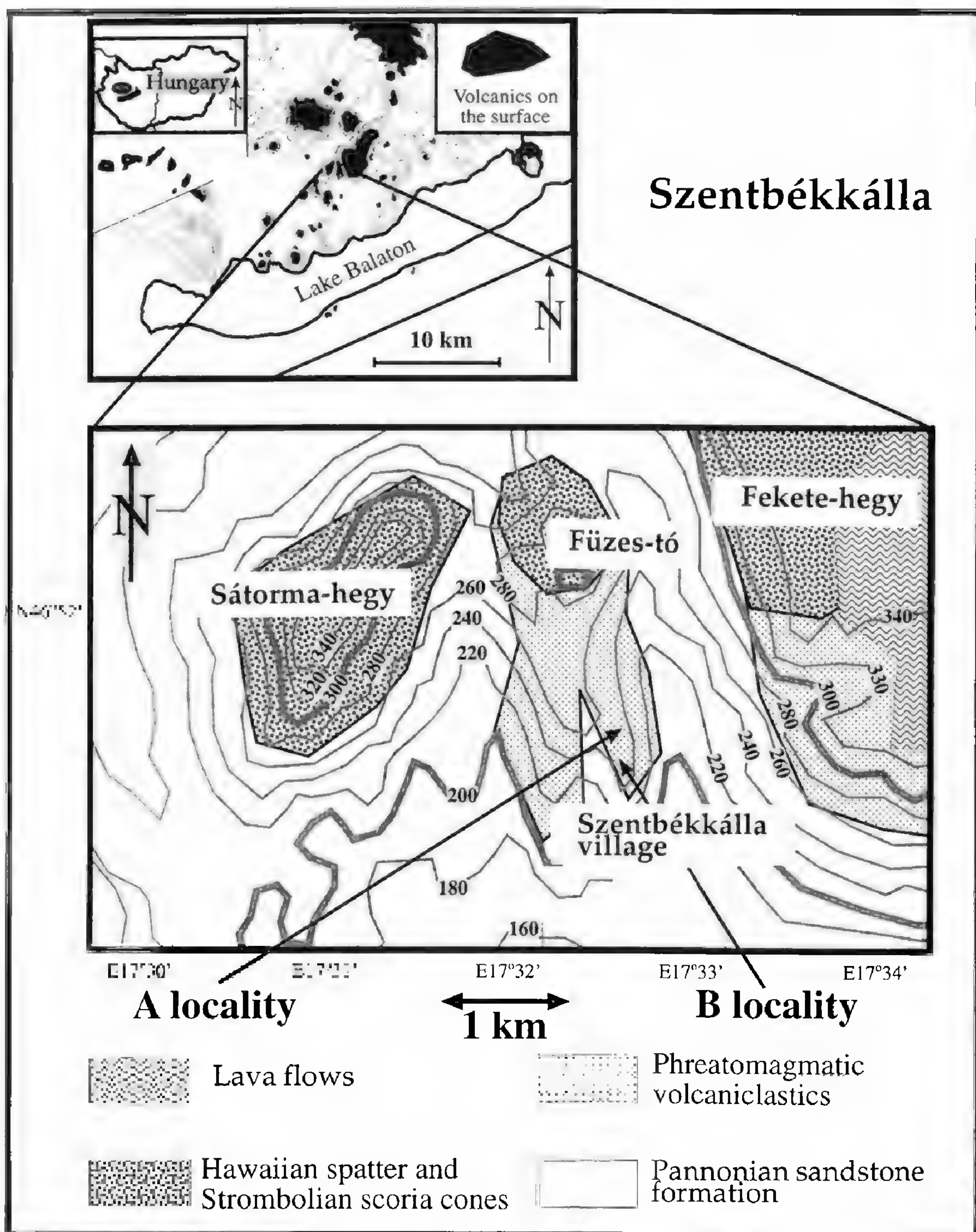


Fig. 1 Geological map of the Szentbékkálla area

1. ábra. A szentbékkállai terület földtani térképe

lava flows occupied the area (Sátorma-hegy). Between these two morphological highs there is an elongated 5–6 km long ridge from the Füzes-tó to the Káli Basin (*Fig. 1*). From the highest point on the northern side a gently dipping ridge is traceable down to the Káli Basin lowland. The ridge is 1–3 km wide, and at Szentbékkálla village it forks into two individual ridges. On the northern side of the ridge, around the Füzes-tó area, there are many fragments from dense and vesiculated spindle bombs enclosing peridotite xenoliths in openwork or fine-grained sideromelane lapilli and ash matrices, forming volcaniclastic deposits (NÉMETH & SZABÓ 1998). There are volcaniclastic deposits between Füzes-tó and Káli Basin which also contain a high quantity of peridotite xenolith fragments (up to 40 cm in diameter), and crustal lithics such as limestones, dolomites, schist fragments and sandstone fragments from the Silurian, Permian, Mesozoic and Pannonian strata. A lack of suitable outcrops between Füzes-tó and Szentbékkálla village prevents exact stratigraphical correlation of the observed deposits. The structure of the deposits in large outcrops is only visible near Szentbékkálla. We separate two types of lithofacies in this region on the basis of their juvenile/lithic fragment ratio, composition, sedimentary structures and distribution (*Fig. 1* and *Fig. 2*).

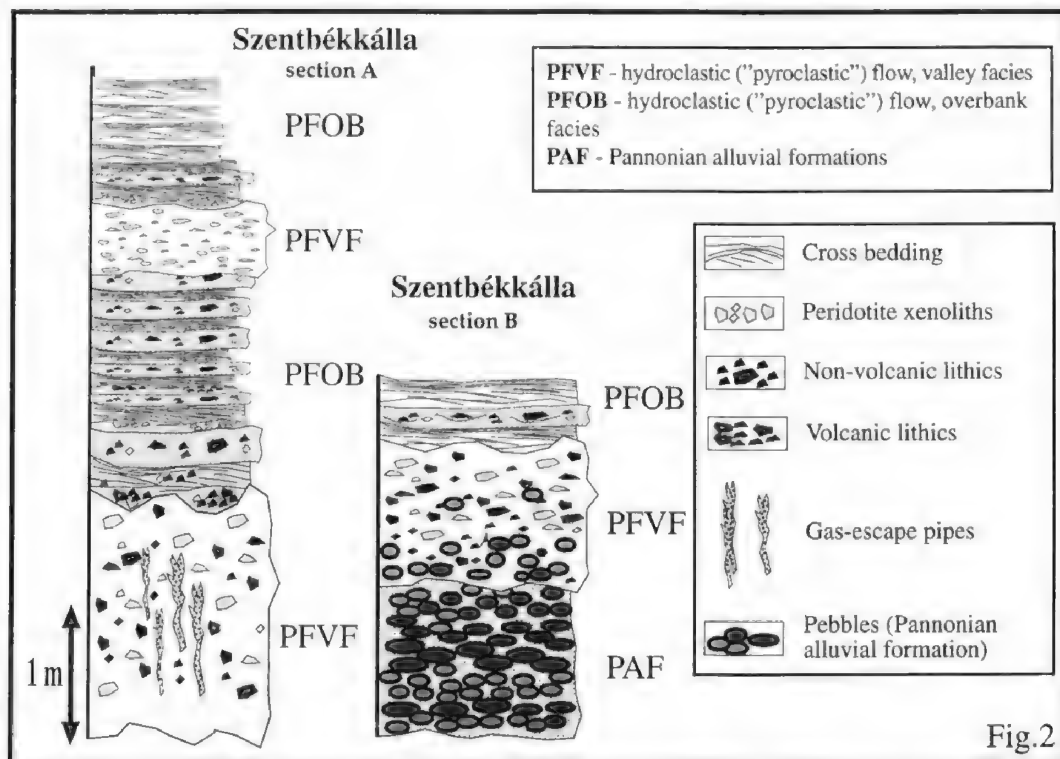


Fig. 2. Simplified stratigraphy columns of the Szenbékkálla section "A" and "B"
2. ábra. A szentbékkállai "A" és "B" feltárás egyszerűsített rétegoszlopa

Volcaniclastic ("pyroclastic") flow valley filling facies (PFVF)

The lower part of the Szentbékkálla open-air theatre outcrop shows a minimum 2.5 m thick succession (*Fig.* 2). This succession is a grey, polimict volcaniclastic breccia, block-bearing lapilli tuff. The lower part of the sequence is massive, but in a higher stratigraphic position, faint clast alignments give a crudely bedded impression (*Fig.* 3). The massive volcaniclastic beds are compact and show crude joints locally. The matrix of the lithofacies comprises

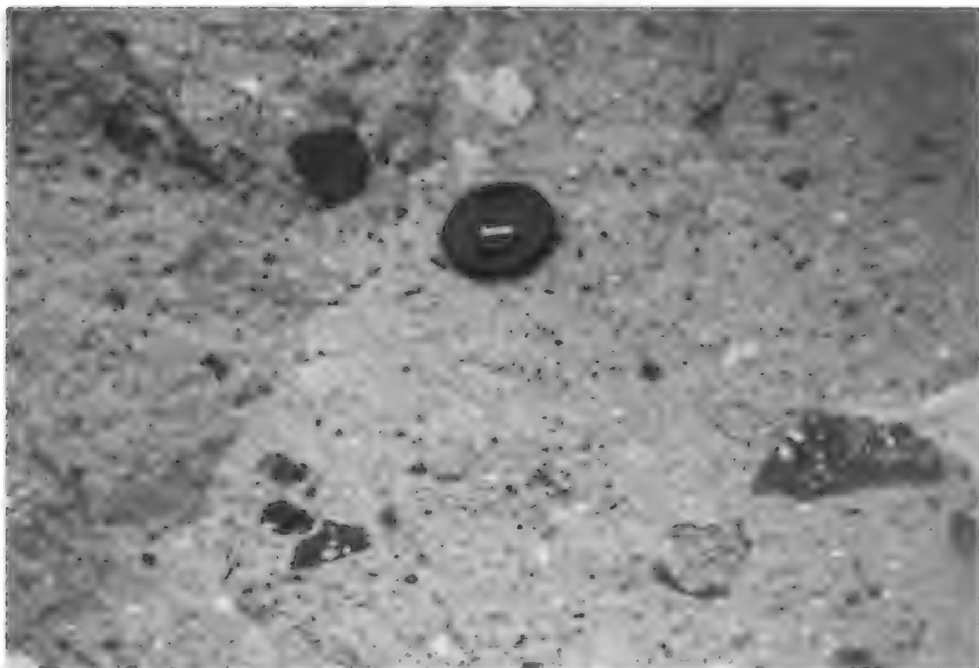


Fig. 3 Photo of the massive PFVF lithofacies from the Szentbékkálla section "A"
3. ábra A PFVF litofácies áttekintő képe a szentbékkállai "A" feltárásból

fine-grained volcaniclastic sand or silt. Large clasts are dominantly accidental lithics (min. 85 v% of total) with a wide range of lithology from the pre-volcanic stratigraphy (*Fig.* 3 and *Table* 1). The main proportion of the lithics are Mesozoic carbonates (e.g. limestones, dolomites, and marls), which comprise up to 70 v% of the total large "accidental lithics" (term used after FISHER & SCHMINCKE 1984, p. 90 and p. 239); they are up to 25 cm in diameter, with an average size of 2–5 cm. There is also a small amount of Paleozoic schist, quartzite (15 v% of total large accidental lithics, up to 5 cm in diameter, average 0.5 cm), and occasionally larger Pannonian Sandstone fragments (5 v% of total large accidental lithics, up to 35 cm in diameter, average 2 cm). The accidental lithics are broken angular fragments. The carbonates and smaller Pannonian sandstone fragments are more rounded. The clasts are not coated with any particles. The Pannonian sandstone fragments and the Mesozoic carbonate clasts are usually thermally affected. They show a mm thick baked rim. Clasts are not oriented

Summary of the features of the PFVF and PFOB lithofacies

A PFVF és PFOB litofáciesek tulajdonságainak összefoglalása

Table I – I. tábla

PS – Pannonian sandstone formation, PZS – Palaeozoic schists, M – Mesozoic formations, ACL – accidental lithics

LA	Protolith	Areal distribution	Sedimentary structures and textures	Juvenile fragments and their composition	Depositional processes
PFVF	Grey, polimict, massive volcanoclastic breccia, lapilli tuff. Min. 85v% of total large clasts (1 cm<) ACL. ~70v% of large ACL areM carbonates up to 25 cm in diameter, average ~ 5 cm. Large ones angular small ones rounded. ~15v% of large ACL are PZS or quartzite up to 5 cm in, diameter, average 0.5 cm, angular shape ~ 5v% of large ACL are PS up to 35 cm in diameter. Large ones angular, small ones rounded. ~15v% of total large ACL are volcanic (cogenetic and/or lithic). Matrix is dominantly palagonite, altered glass.	Szentbékkálla "A" and "B" locality and probably between Szentbékkálla and Füzes-tó (there are no sufficient outcrops)	Massive, non graded, unsorted character. Faint bedding in the upper part by scoriaceous fragment strings. No impact sags, no well developed scour fill structures. Slightly columnar jointed characteristics in the lower level of the sequence ("A" locality) Thermal effect on several clasts. Strong alteration on the acidic volcanic glasses (88-92 v% of total during microprobe analysis). Gas segregation pipes, entrapped, fluidised accretionary lapilli rich beds. Large amount of peridotite xenoliths	Two generation of volcanic glasses: **a.,** light color, slightly red alteration, oriented microliths, rounded, symmetric vesicles, acidic composition (88-92v% of total): dacite tracyte **b.,** darker color, brown sideromelane lapilli, elongated, ovoid vesicles, microliths, trachytic texture. Basanite – phono-tephrite/ trachy basalt, basaltic trachy-andesite composition (92-100 v% of total)	Phreatomagmatic explosive eruption generated high density laminar plug flow transportation where large clasts are transported in a stratified flow body. Pyroclastic flow, but according to the dominant hydroclastic juvenile material and the large amount of excavated lithics: hydroclastic flow valley filling facies
PFOB	Gray, bedded, cross bedded lithofacies, upward well bedded. Min. 95v% of large clasts (1cm<) ACL. ~85v% of large ACL are M carbonates up to 50 cm in diameter, average, ~5 cm. ~5v% of large ACL are PS up to 5 cm in diameter. Matrix is dominantly palagonite, altered glass.	In both ridges around Szentbékkálla village, detailed areal correlation is not possible due to lack of outcrops.	Cross bedded, dune, antidune bedded unsorted, non graded lapilli tuff beds alternating with fine grained mantle bedding 1-5 cm thick rim type accretionary lapilli rich beds. In lower level at "A" locality no impact sags, but scour filling behind large clasts. Upward few impact sags. Flow direction: from north to south.	Two generation of volcanic glasses but the type a glass is rarer than in PFVF. The composition of the glasses similar to the PFVF lithofacies glass composition.	Phreatomagmatic explosive eruption generated horizontal moving high concentration, wet and low temperature, high density turbulent flow, diluted pyroclastic (hydroclastic) flow body, overbank facies

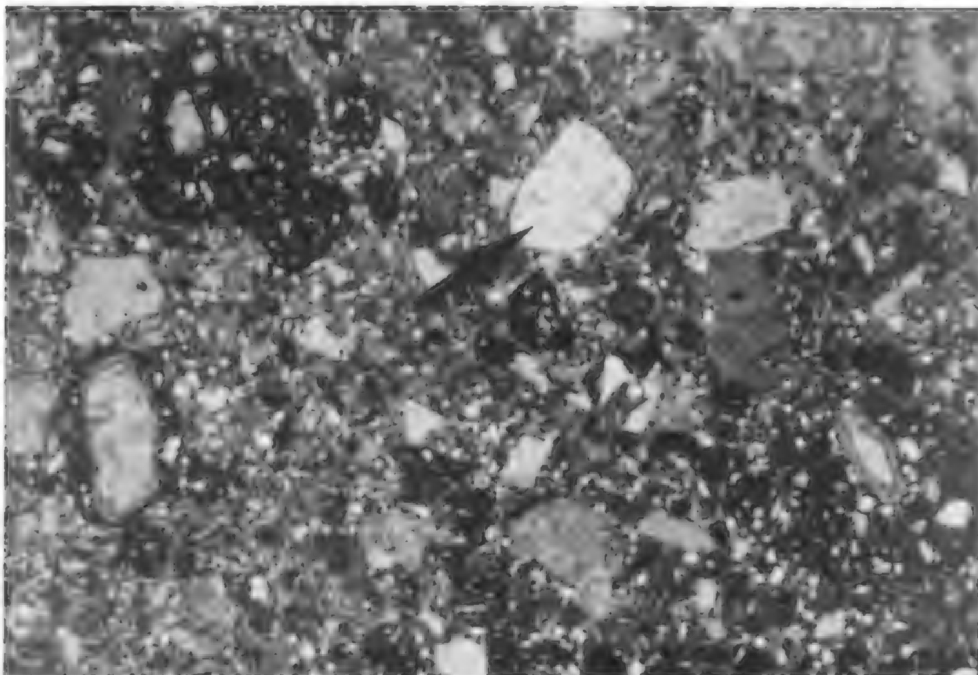


Fig. 4. **Photomicrograph of** Pannonian pebble clasts picked up from the basal zone of the hydroclastic ("pyroclastic") flow units at the Szentbékkálla section "B" (short side of the picture is 2 mm)

4. ábra. Feltépett pannoniai kavics fragmentum a hidroklasztit (piroklasztit) ár üledék alsó zónájából a szentbékkállai "B" feltárásból (a kép rövidebb oldala 2 mm)

nor stretched. An Echinoidea fossil from the pre-volcanic Triassic beds was found withouth evidence of any thermal effect on its rim. Crystalline igneous rock fragments differ from known basaltic lava rocks occuring at the surface in this region and they are probably disrupted fragments from the sub-volcanic region. Many clasts were picked up from the underlying pebble beds at the Szentbékkálla "B" locality, on the bottom of the flow body (*Figs 2, 4, 6*). This pebble concentration decreases as upwardly in the section but is still represented around 3–4 m above the base at the Szentbékkálla section "B". In general, there is no sorting or gradational texture in the entire massive unit. The large clasts caused no impact structure or scour fillings.

The major body of the proposed volcaniclastic flow contains relatively fresh, small, vesiculated sideromelan glass shards up to 1 mm in diameter (*Fig. 5*). The shards are usually slightly elongated, but there are also block-type glass shards without any vesicles. The vesicles are usually rounded, elongated and filled by secondary microcrystalline calcite. The larger sideromelane clasts have a palagonitized rim which penetrates into the inner zone of the glass shard. A representative glass composition of major element data is shown in *Table 2*; however, the acurarcy is limited by the small size of the shards and the secondary process that has affected them. Two different types of volcanic glass

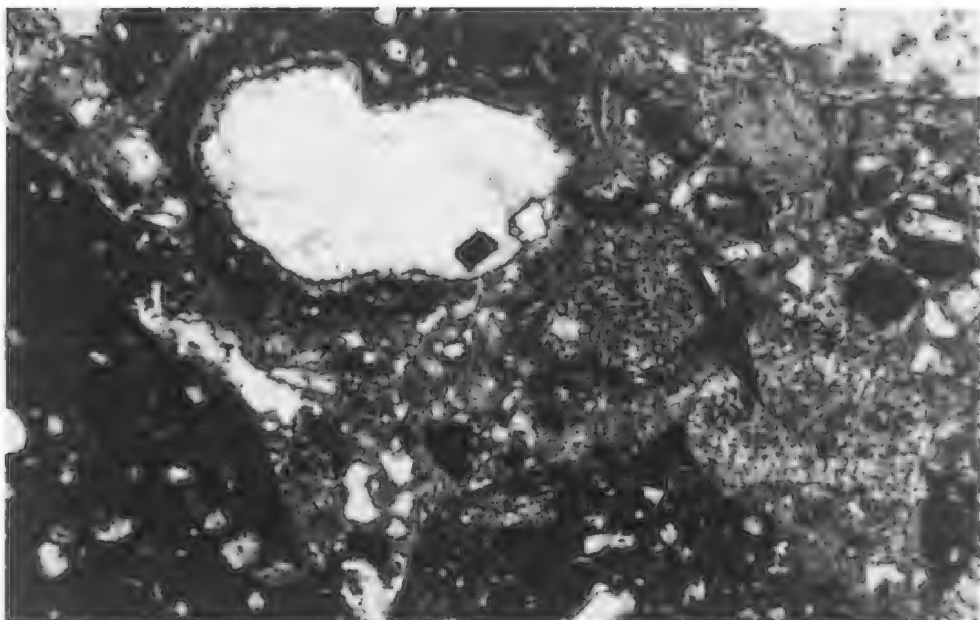


Fig. 5. Sideromelane shards from the PFVF lithofacies at Szentbékkálla section "A" (short side of the picture is 1 mm)

5. ábra. Sziderомelán szemcse a szentbékkállai "A" feltárás PFVF litofáciesébõl (a kép rövidebb oldala 1 mm)

were identified: a) A dark coloured, (brown, yellow), irregularly shaped glass with oriented microliths (trachytic texture) and elongated, oriented vesicles. This type of glass has 49–54 w% SiO_2. Measurements were 92–96 w% of the total and most shards showed slight to moderate palagonization. b) A glass lighter in colour (e.g. white, cream) with a few to no microliths, with rounded to slightly elongated vesicles. This type is, locally, slightly red and has higher SiO_2 (62–69 w%) content, but measurements were 90 w% of total, occasionally 95–96 w%. The low alkaline ratio implies a significant loss of alkali due to alteration and thus the simple 100 w% normalization of data is different from the real composition of the glass (FISHER & SCHMINCKE 1984, p. 314). In this case the dacitic glass could have been originally phonolitic or trachydacite glass shards. Near Szentbékkálla, the sideromelane shards from hydrovolcanic lapilli tuffs showed 3 different composition groups, suggesting a complex volcanological situation in this relatively small area. Group A): ranges between predominantly tephrite, phono-tephrite and tephri-phonolite (*Table* 2). These data, in general, are similar to the glass compositions of other eruptive centres from the BBHVF (NÉMETH & MARTIN 1999). Group B): ranges from trachy-basalt to basaltic trachy andesite; this could be interpreted as an altered version of group A, from estimations of significant alkaline loss during alteration of sideromelane to clay minerals and palagonite (*Table* 2). Group C): ranges from basaltic andesite to dacite which, even calculating significant alkaline loss

during alteration, shows a different composition compared to groups A and B respectively (*Table 2*). The volcanic glasses in groups A and B represent juveniles from Szentbékkálla and group C probably represents older glass picked up from pre-volcanic clasts. In this case we have to estimate a large volcanic pile

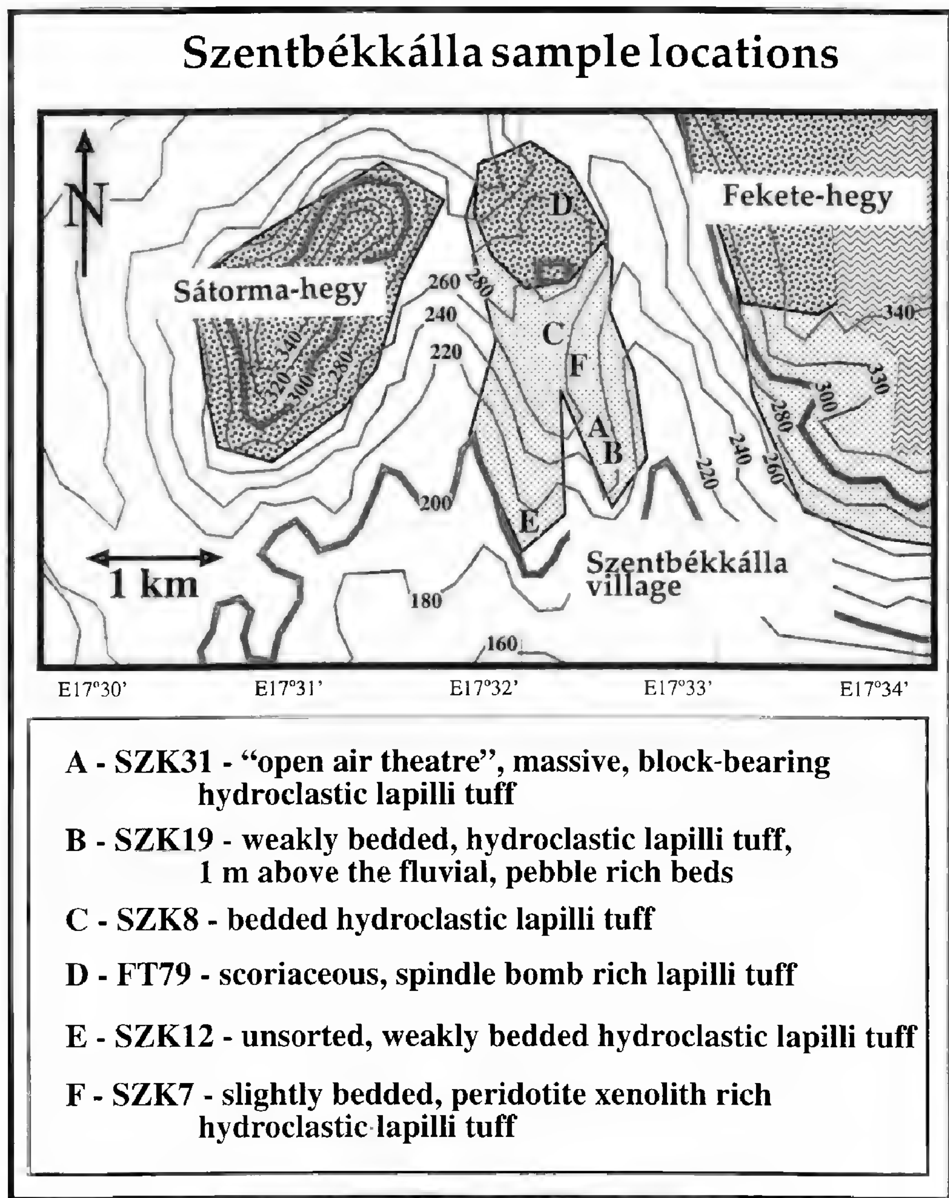


Fig. 6. Map showing the localities of collected volcaniclastic samples for microprobe analysis

6. ábra. A vulkanoklasztitok juvenilis üvegtartalmának elemzésére gyűjtött minták térképe

Major element compositions of samples from the Szentbékkálla region using microprobe analysis (15 kV acceleration on JEOL 8600 Superprobe)

Főelem analízisek összefoglaló táblázata a Szentbékkálla környéki vulkanoklasztitok juvenilis üvegtartalmának elemzésére

Table II – II. tábla

Locality	SZK31 LCG	SZK31 LCG	SZK31 LCG	SZK31 BG	SZK31 BG	SZK19 LCG	SZK19 BG	SZK8 LCG	FT79 LCG	SZK12 LCG	SZK7 LCG
SiO2	66.382	55.331	60.80	42.20	42.44	54.14	44.18	48.811	54.612	52.43	49.501
Al2O3	15.679	20.206	12.41	17.82	17.94	17.82	18.23	19.188	19.776	18.86	18.027
TiO2	1.275	2.255	0.55	2.33	2.36	2.31	2.23	2.354	2.469	2.14	2.578
FeO	6.041	9.08	8.46	7.07	7.18	7.50	7.52	8.16	9.669	7.58	8.945
MnO	0.065	0.128	0.00	0.19	0.09	0.13	0.26	0.156	0.152	0.17	0.176
MgO	1.894	3.057	3.22	4.07	4.06	3.73	3.46	3.595	2.956	2.76	3.603
CaO	1.445	7.26	2.09	9.41	9.77	9.69	9.64	8.767	7.093	6.81	8.707
Na2O	0.457	0.613	0.11	4.69	4.37	4.95	4.67	2.43	1.181	6.01	2.343
Na-total	*5.338*	-	*11.73*	*13.84 ?*	*13.24 ?*	-	*11.37*	*6.34*	-	-	*5.382*
K2O	1.875	1.541	0.74	3.08	2.90	3.14	3.11	2.625	2.355	3.65	3.079
Total	95.119	99.4765	88.38	90.85	91.13	103.41	93.30	96.0914	100.272	100.39	96.9642
SiO2	69.79	55.331	68.82	46.45	46.57	52.35	47.35	50.80	54.612	52.43	51.05
Al2O3	16.48	20.206	14.05	19.61	19.69	17.23	19.54	19.97	19.776	18.86	18.59
TiO2	1.34	2.255	0.62	2.56	2.59	2.23	2.39	2.45	2.469	2.14	2.66
FeO	6.35	9.08	9.58	7.78	7.88	7.25	8.06	8.49	9.669	7.58	9.23
MnO	0.07	0.128	0.00	0.21	0.10	0.13	0.28	0.16	0.152	0.17	0.18
MgO	1.99	3.057	3.64	4.48	4.46	3.6	3.71	3.74	2.956	2.76	3.72
CaO	1.52	7.26	2.37	10.36	10.72	9.37	10.33	9.12	7.093	6.81	8.98
Na2O	0.48	0.613	0.12	5.16	4.80	4.79	5.01	2.53	1.181	6.01	2.42
K2O	1.97	1.541	0.84	3.39	3.18	3.04	3.33	2.73	2.355	3.65	3.18
Total	100	99.4765	100	100	100	100	100	100	100.272	100.39	100
Name	Dacite - *Trachy dacite ?*	Basaltic andesite	Dacite – *Phonolite*	Tephrite *Foidite ?*	Tephrite *Foidite ?*	Basaltic trachy - andesite	Phono-tephrite *Foidite ?*	Trachy-basalt *Phono-tephrite*	Basaltic andesite	Phono-tephrite	Trachy basalt *Phono-tephrite*

LCG – light colour glass , BG – brown color glass. Measurement was taken on JEOL 8600 Superprobe, using polished thin section, 15 kV acceleration voltage, 10 – 20 _m beam diameter, OXIDE9 standard. Na-total - assuming that all the total loss is Na loss, thus 100-total added to Na_2O

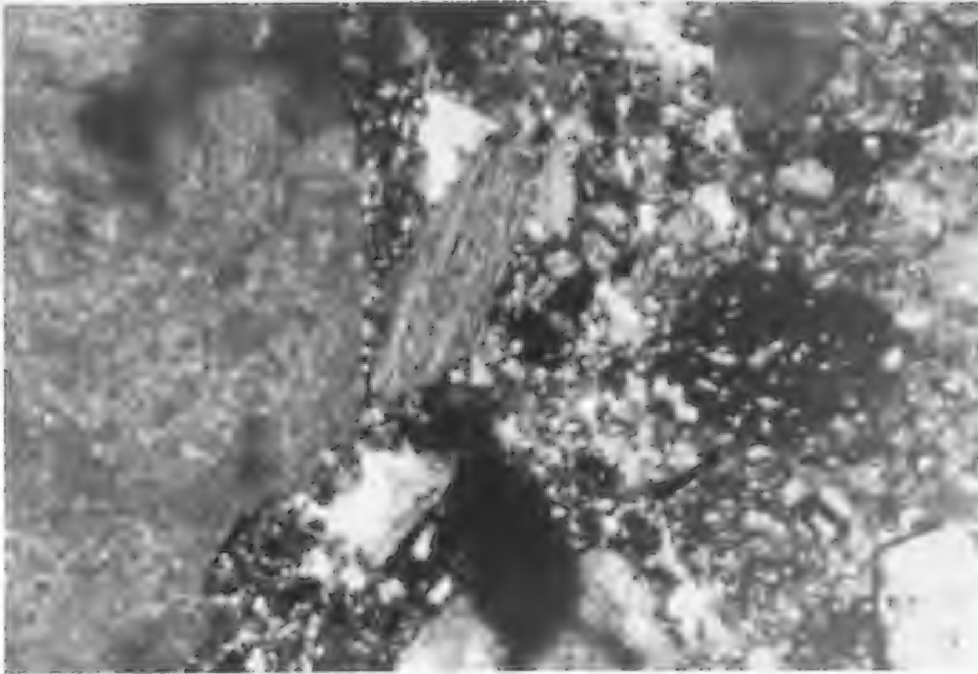


Fig. 7. Tachylite clast from the PFVF lithofacies at Szentbékkálla section "A" (short side of the picture is 2 mm)

7. ábra. Tachylite szemcse a szentbékkállai "A" feltárás PFVF litofáciesébõl (a kép rövidebb oldala 2 mm)

in the shallow sub-surface region with basaltic andesite - andesite - dacite, or simply phonolitic composition; this is unusual in the BBHVF. The phonolitic composition is a better fit to the tephrite–phono-tephrite–tephrite magma evolution lineage: this is probably an important magma evolution lineage of the BBHVF according to glass composition analyses by NÉMETH & MARTIN (1999).

The volcaniclastic sequence contains a small amount of tachylite glass up to 3 mm in diameter, probably as reworked clasts from the product of earlier magmatic (e.g. Strombolian eruptions or from simultaneously active Strombolian vents) explosive events (*Fig. 7*). The tachylite glass shards are usually rounded and they are widely distributed in the same stratigraphic unit. Neither the sideromelane nor tachylite glasses show welding or stretching.

There are a few well-developed gas segregation pipes in the Szentbékkálla section "A" (which is like an open-air theatre) (*Fig. 8*). They are a maximum 1 m long, 2–10 cm wide, irregularly shaped, and filled with coarse-grained lithics up to 2 cm in diameter. The lithics have a very wide range of origin, but are mostly crustal xenoliths. Volcanic clasts are rare. Above the gas segregation pipes, a few large clasts are concentrated in an openwork texture. Fine material in these zones is elutriated and seems to have moved is an upward direction forming slightly fluidized structures in the sequence. The fluidized

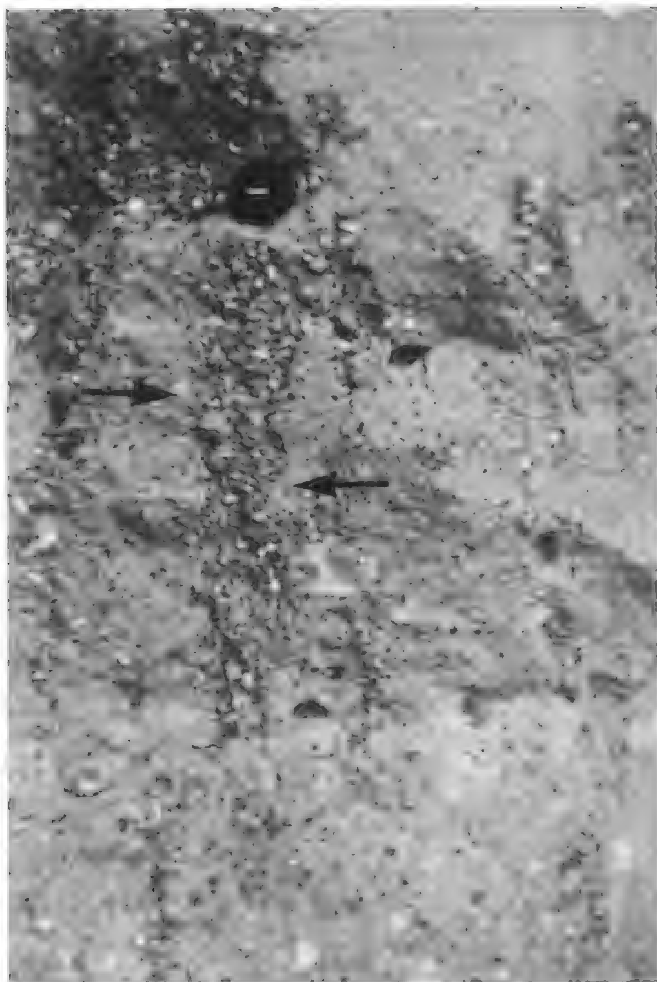


Fig. 8. Gas-segregation pipes from the PFVF lithofacies at Szentbékkálla section "A"

8. ábra. Gázkilépési csatornák a szentbékkállai "A" feltárás PFVF litofáciesébõl

zones have irregular diffuse borders with a large number of accretionary lapilli up to 1 cm in diameter (*Fig. 9*). The accretionary lapilli are ovoid and slightly flattened in shape. Individual accretionary lapilli show a well-developed rim up to 1–2 mm thick. The gas escape pipes are in the lower exposed part of the Szentbékkálla section "A" (open-air theatre) volcaniclastic unit.

The volcaniclastic sequence contains extremely high amounts of peridotite xenoliths (up to 10 cm in diameter). The lherzolit fragments do not show any orientation or significant accumulation in any part of the sequence. There are some samples which have a thin, glassy rim.

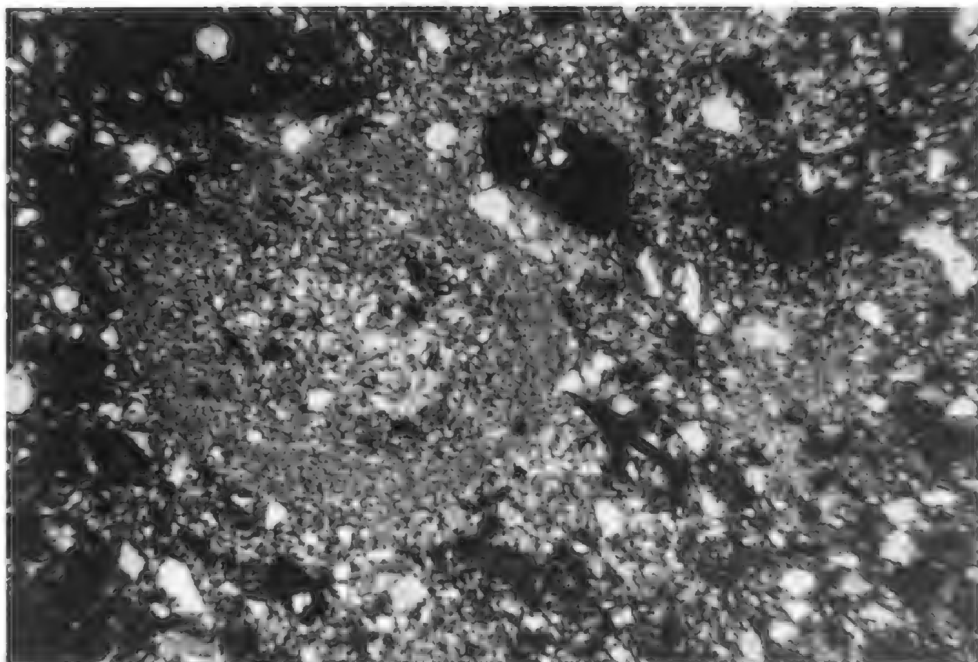


Fig. 9. Accretionary lapilli rich, plastically deformed (fluidized) fragments from the massive PFVF lithofacies at Szentbékkálla section "A" (short side of the picture is 1 mm)

9. ábra. Akkréciós lapilli gazdag, plasztikusan deformált (fluidizált) fragmentum a PFVF masszív litofáciesből, a szentbékállai "A" feltárásból

Volcaniclastic ("pyroclastic") flow overbank facies (PFOB)

The upper part of the Szentbékkálla open air theatre (section "A" locality) is formed by a crudely bedded, cross bedded lithofacies (*Fig. 10, Table 1*). Compositionally, similar to the lower PFVF lithofacies but the smaller grain size of large clasts and the well-defined bedding distinguishes this unit from the basal one. The relative ratio among the accidental lithics has changed, compared to the lower unit. The Mesozoic limestone and dolomite clasts (up to 50 cm in diameter) are more abundant and larger than in the PFVF. Schist fragments and Permian red sandstone fragments are less common and their grain size is smaller (up to 5 cm in diameter). The carbonate clasts are angular, broken and there is less evidence of any thermal effect on their surface. Large Pannonian sandstone fragments are not so frequent as in the PFVF facies, but quartzo-feldspathic grains Pannonian sandstone origin are more common in the matrix. Behind the large, mainly angular clasts, scoriaceous particle concentration zones are common. Scoriaceous clast strings – forming 1–5 cm thick, 50–100 cm long upward concave bases with slightly upward convex top lenses – are also common. The scoriaceous fragments are not larger than 1 cm in diameter.



Fig. 10. Cross-bedded PFOB lithofacies at Szentbékkálla section "A" (top of the outcrop)

10. ábra. Keresztrétegzett PFOB litofácies a Szentbékkálla "A" feltárásnál

In the PHOB lithofacies there are very fine-grained grey or brown cross-bedded units which are a few cm thick in the upper part of the sequence. In general, the fine-grained, cross-bedded and cross-laminated units are more dominant in the upper part of the sequence. The cross beddings are low angle, indicating a north to south transportation direction. Usually the individual cross-bedded strata are covered by mantle bedding fall out beds (a few cm thick) with a large amount of accretionary lapilli (up to 1–2 mm in diameter) (*Fig. 10*). The accretionary lapilli are usually concentrated on the top of the individual beds.

There are no bomb sags in the major body of volcaniclastics (Szentbékkálla section "A" PFVF lithofacies). The large clasts show no disturbance in

underlying deposits. Faint bomb sags are locally visible in the upper PFOB lithofacies but they are not typical.

Discussion

We interpret the Szentbékkálla deposits as a small volume volcaniclastic ("pyroclastic") flow (FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994) succession related to base surge and fallout deposits. This interpretation is supported by the following field evidence.

1. A massive, unsorted primary volcaniclastic body, representing a laminar flow structure, with no possibility of delicate any mixing of different particles during transport (Szentbékkálla section "A", PFVF lithofacies);

2. A high frequency of peridotite xenoliths with different grain sizes are usually related to a large magmatic body emplacement in the subvolcanic region (mostly Szentbékkálla section "A", PFVF lithofacies, but evident all around the region);

3. A high frequency of deep excavated fragments from the entire underlying sedimentary strata indicate a deep explosion focus (all over the region) (Mesozoic limestones, dolomites - ~10 - 100 m depth under the syn-volcanic surface; Permian red sandstone fragments - ~ 100 - 500 m depth under the syn-volcanic surface; schist fragments - ~500 to maybe as much as 2500 m (under the syn-volcanic surface);

4. No bedding sags around the large clasts and poor sorting suggest a high-density laminar flow transportation in which the large clasts were transported in a stratified flow body (PFVF and PFOB lithofacies);

5. Scour-filling structures in random distribution (mostly in Szentbékkálla section "A" locality, PFOB lithofacies)

6. Gas escape pipes on the bottom part of the massive unit representing strong evidence for a high degree of fluidization (Szentbékkálla section "A";

7. Field relation with pre-volcanic stream valley with a valley-filling character; overbank deposits (Szentbékkálla section "B", continuous transition between fluvial pebble beds to volcaniclastic beds);

8. Stratigraphic relationship of base surge and fall-out beds in the larger area around Szentbékkálla village *(Fig. 1)*.

It should be noted that many of the features of the PFVF and PFOB lithofacies are characteristic of both an ignimbrite (pyroclastic flow - term used after FISHER & SCHMINCKE 1984 suggestion, p. 222; please note that the term "ignimbrite" used after SPARKS et al. 1973 is restricted to pumiceous pyroclastic flows – i.e. pumice-flow deposits – and their deposits, regardless of the degree of welding or volume) and lahar origin. This is indicated by valley pounding, non-erosional basal contact poor sorting etc. (FISHER & SCHMINCKE 1984). However, some features (e.g. high content of volcanic glass, bread crust scoria fragments, absence of internal structures such as bedding, cross-bedding, occurrence of

steam-escape pipes etc.) better conform with an "ignimbrite" origin (FISHER & SCHMINCKE 1984).

The large number of small sideromelane fragments among the juvenile shards (even if they are altered) suggests that phreatomagmatic magma/water interaction was important throughout the eruptions.

The occurrence of gas-escape pipes in the studied PFVF lithofacies strongly suggest that the Szentbékálla section "A" represents a middle or distal facies position. This is around 4–7 km away from the former vent according to the FREUNDT & SCHMINCKE (1986) calculation and the analysis of the Laacher See small-volume phonolitic pyroclastic flow units.

The larger clasts are usually not more then 40 cm in diameter in the Szentbékkálla section's "A" PFVF and PFOB lithofacies. These data, according to the small-volume pyroclastic flows from Laacher See (FREUNDT & SCHMINCKE 1986), also indicate a distance of 4–5 km from the former vent. Therefore the former vent is located somewhere to the north of the Szentbékkálla village, about 4–7 km away. The high abundance of large spindle bombs with large peridotite xenoliths, spatter deposits and the unsorted, unbedded characteristics of the volcaniclastics in that region (Füzes-tó) could represent a vent zone (NÉMETH & SZABÓ 1998). However, at this stage there is not sufficient data to establish if this vent was the source of the volcaniclastic flow deposits or just a local Strombolian scoria cone that operated there. Further geochemical analysis of the volcanic glass shards as well (as finding more outcrops) are required in order to determine if the Füzes-tó region is a source of the small-volume volcaniclastic flow sequence.

Eruption mechanism

According to our observations, the following eruptive history is available for modelling the volcanic history of the Szentbékkálla area (*Fig. 11*).

A: Stream valley(s) on the former Pannonian lacustrine sediment is/are filled by gravelly, fluvial beds (probably north to south transportation).

B: Initial phreatomagmatic explosions occurred near to the surface region due to the water content of stream valley sediments (e.g. sideromelane clasts and a large amount of accidental lithics from the subsurface strata). The explosion locus (due to the drying process of a porous media aquifer) migrated downwards at high speed following the model of LORENZ (1986). The explosion locus probably quickly reached the fracture - controlled aquifer (given the presence of the large number of Mesozoic carbonate fragments), where the karst water could have fuelled the phreatomagmatic processes (NÉMETH & MARTIN 1998). The magma supply was probably continuous (even increasing) producing more efficient phreatomagmatic interaction between magma and (at this stage) the probably karst water system (Tihany type maar volcano, according to NÉMETH & MARTIN 1998, NÉMETH et al., in prep. model). The explosion produced a high particle concentration eruption column, producing

the effect of a continuous (even increasing), input of disrupted material, which became heavy and overweighted. Thus its margin collapsed and produced small-scale volcaniclastic flow units (i.e. a special type of "pyroclastic flow"),

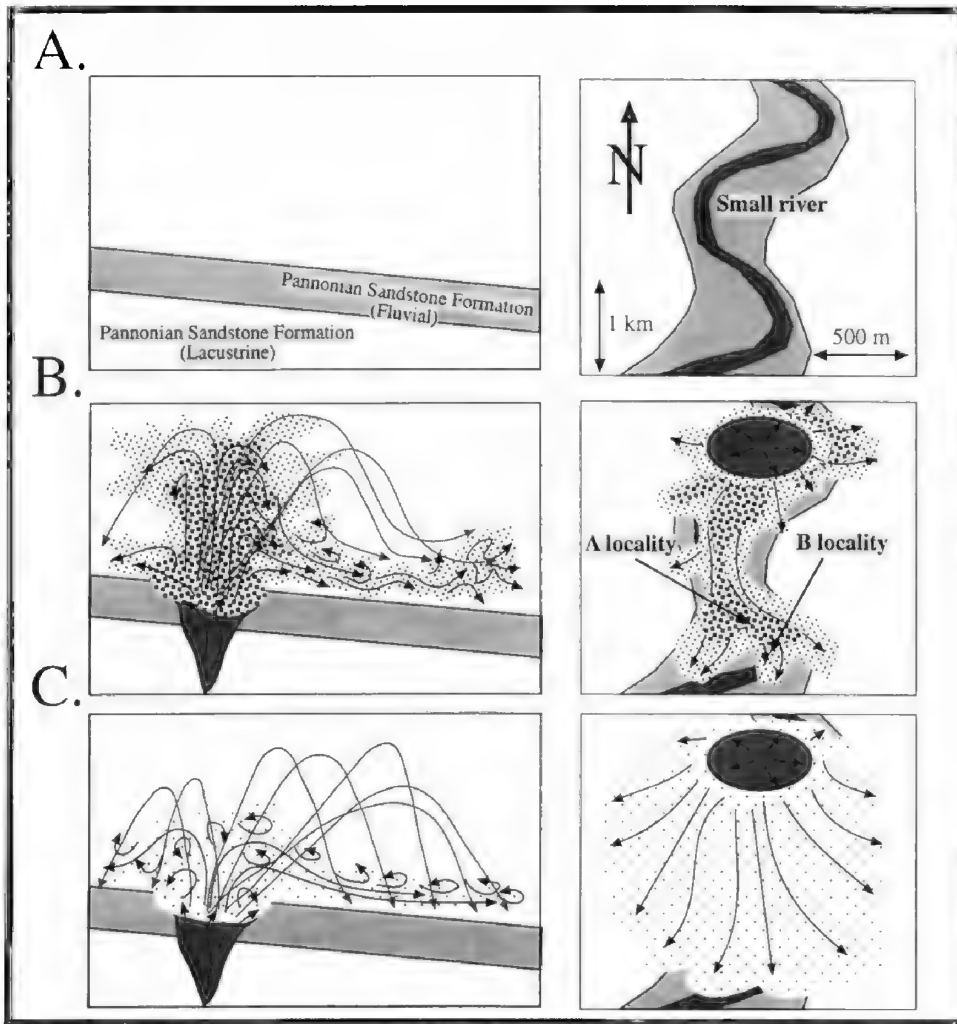


Fig. 11. Eruptive history of the hydroclastic ("pyroclastic") flow forming activity in the Szentbékkálla region. A – fluvial depositional environment on the lacustrine sedimentary erosion surface, B – maar-forming hydroclastic eruptive activity with pyroclastic ("hydroclastic") flow generating phase, C – decreasing magma or/and water supply to fuel hydromagmatic explosions, normal base surge and phreatomagmatic fall out forming period

11. ábra. Vulkánkitörési model a szentbékkállai vulkanoklasztit ("piroklasztit") ár keletkezésére. A – folyóvízi üledékképződési környezet a Pannon tavi üledékek eróziós felszínén, B – hidroklasztikus explóziók maar krátert vágnak a felszínbe, piroklasztit (hidroklasztit) ár képződési szakasz, C – csökkenő víz és/vagy magma utánpótlás az explóziók normál alapi torlóár és freatomagmás hullott piroklasztit képző folyamatokba fordulásával jár

which travelled downwards following the palaeo-topography (north to south transportation dirrection according to the PHOB lithofacies features). During flow, water from the streams was trapped into the flow body and clastic material was picked up (e.g. pebbles in the lower level of volcaniclastics).

C: With decreasing magmatic supply (or a sudden cut off of the water supply) the efficiency of the phreatomagmatic process decreased. At this stage normal base surge and fall-out processes occurred (i.e. as shown by the normal base surge and fall-out beds at the top of PHOB lithofacies at Szentbékkálla section "A").

Conclusion

In summary, facies variations in the deposits resulted in 1) the interaction between the volcaniclastic ("pyroclastic") flow and palaeomorphology, 2) the relative abundance of the lithic and juvenile components supplied by the source, and 3) the variation of the flow regime (*Fig. 12*). Due to the poor outcrop availability we were not able to trace the exact geometrical structure of the volcaniclastic ("pyroclastic") flow deposits and the pre-volcanic topography. Nevertheless we can propose some guidelines for reconstruction of the volcanic activity and depositional environment. The differences between the two lithofacies (PFVF and PFOB) were caused by the interaction between a density-stratified flow and topography. Lithofacies PFVF and PFOB at the Szentbékkálla open-air theatre outcrop ("A" locality) is a representative site for modelling a volcaniclastic ("pyroclastic") flow deposit emplacement. The lower part is characterized by a thick, coarse-grained and massive valley facies, which vertically grades into a thin layered and fine-grained overbank facies. The vertical transition between the two facies represents changes in the mainstream of the individual flow according to the in situ geometrical changes of the valley, where the flow moved in a downward direction. Vertical variations of structures resulted from flow unsteadiness during emplacement and, hence, depended on the variation of the suspended load fallout from the low-concentration upper part of the flow to the high-concentration boundary layer. This vertical facies change could also represent sudden changes in the energy of the volcaniclastic ("pyroclastic") flow-forming explosions. Similar cases were reported by FREUNDT & SCHMINCKE (1986) and SCHUMACHER & SCHMINCKE (1990) from the Laacher See volcano, Germany and PERROTTA & SCARPATI (1994) from Campi Flegrei, Italy, and GIANETTI (1998) from the Roccamonfina volcano, Italy.

New measurements of major elements on fresh glass shards of volcaniclastics showed a large geochemical variation within a small area (*Fig. 6; Table 2*). The new data of "dacitic" glass from the volcaniclastic ("pyroclastic") flow shows that there was an unusual volcanic pile in the subvolcanic region. The tephrite/ basanite–phono-tephrite–tephri-phonolite composition suggests alkaline magma evolution, causing phreatomagmatic explosive activity with volcaniclastic ("pyroclastic") flow-forming events. Using the definition for

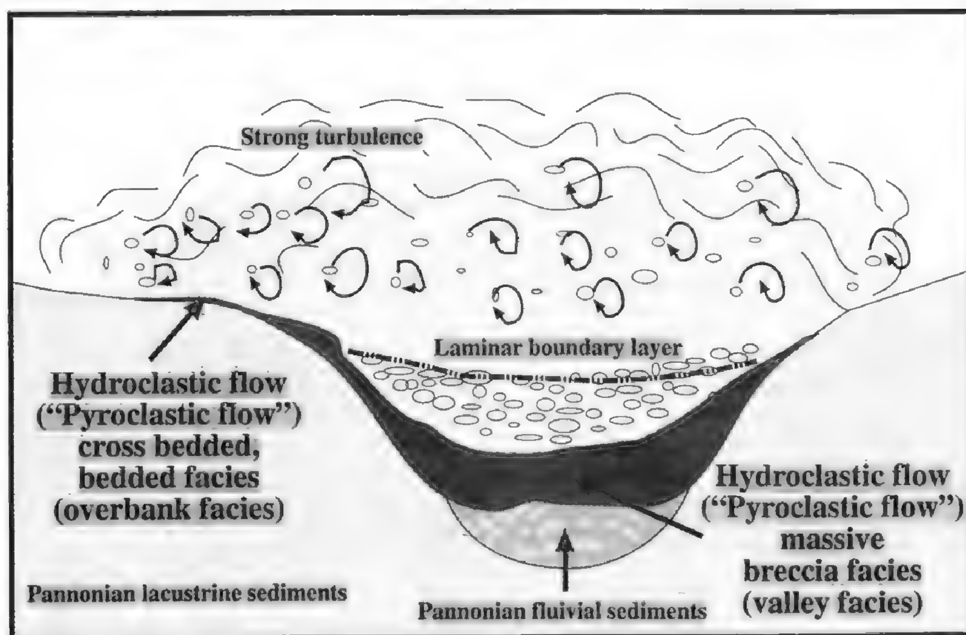


Fig. 12. Facies relation between PFVF and PFOB

12. ábra. A PFVF és PFOB litofáciesek kapcsolata

ignimbrites (regardless of their composition, temperature and welding), as a pyroclastic flow, density gravity flow (FISCHER & SCHMINCKE 1984) is also a possible reason for the Szentbékkálla small-volume volcaniclastic ("pyroclastic") flows. Because of the many transitional varieties of pyroclastic flows, it is recommended that the term ignimbrite be used for all deposits formed by the emplacement of pyroclastic flows. SPARKS (1976) suggested that the term "pyroclastic flow" be used for high-concentration semifluidized bodies moving essentially with a laminar motion. Sedimentary characteristics of this type of transportation, and the conditions of the volcaniclastic processes, are demonstrated at Szentbékkálla. In many instances pyroclastic flows contain not more than 5 v% of lithic fragments (FISHER & SCHMINCKE 1984). These are mostly juvenile lithics, but most of the pyroclastic flows contain a significant amount of pumice. The deposits around Szentbékkálla, as demonstrated, are high in accidental lithics and the juvenile fragments make up less than ~15 v% of the total volume. The juvenile fragments (volcanic glass) are chilled basic fragments (e.g. basanite, phono-tephrite, tephri-phonolite), having their origins in phreatomagmatic magma/water interaction. The compositional characteristics of the deposits are significantly different compared to ignimbrite-type deposits, even though the physical processes (i.e. transportation, deposition) seem to be the same. To stress these differences, we propose a new term hydroclastic flow to describe these deposits. In both cases – pyroclastic or hydroclastic – the flow body – forming process is related to the overweight

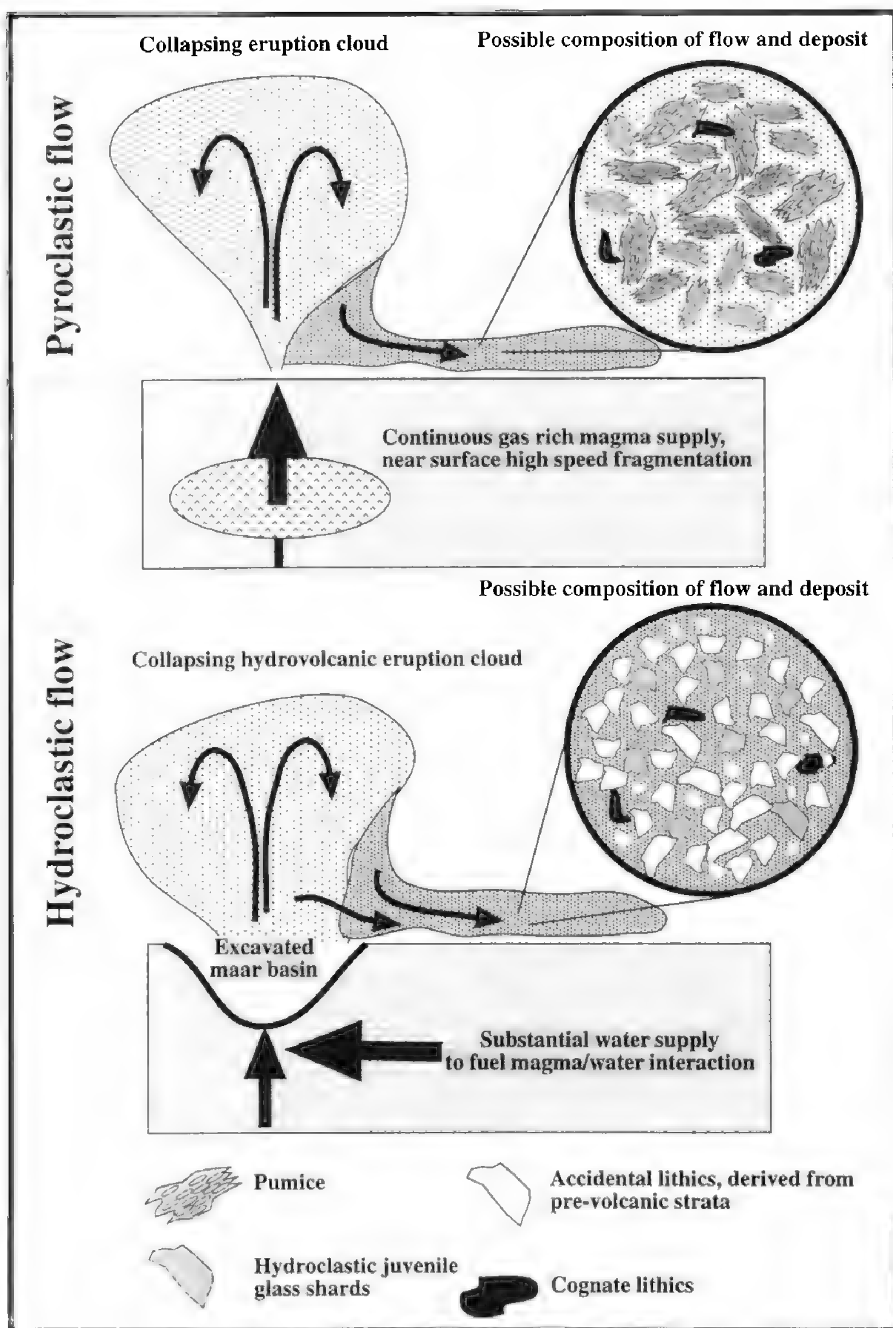


Fig. 13. Origin of pyroclastic and hydroclastic flows and their textural characteristics

13. ábra. Piroklaszt és hidroklaszt ár keletkezési modelek és a keletkező üledékek szerkezete

of the eruption cloud. This led to its collapse, thus producing horizontal laminar gravity currents. The difference between the two systems is justified only in the clast composition (*Fig. 13*). In the case of a pyroclastic flow-forming process (simplified model) the explosion is triggered by the high magmatic gas content of the magma. The eruption cloud will be overfilled by volcanic juvenile fragments (mostly pumice), and picked and torn up juvenile lithic fragments; this mass will then travel as a laminar gravity flow (*Fig. 13*). In the case of hydroclastic flow, the eruption initially is triggered by the magma/water interaction, where the water was subsurface water. If the water and magma supply is continuous the phreatomagmatic explosions continuously excavate the subsurface strata, producing an overweighted eruption cloud which will collapse and feed a laminar, gravity flow. This produces deposits which will have the same sedimentary characteristics as normal pyroclastic flow deposits. The difference between the two sediments will be in their juvenile and lithic clast ratio, and the juvenile glass shard texture (i.e. magmatic–hydromagmatic glass). It is most likely that the above-mentioned hydroclastic flow-forming process is strongly related to the eruption mechanism of Tihany-type maar volcanoes, as described by NÉMETH et al. (in preparation).

Acknowledgements

We would like to thank Cs. SZABÓ (Eötvös University, Hungary), for making important suggestions during the fieldwork. Thanks are also due to J.D.L. WHITE (University of Otago, New Zealand) for the great discussions about phreatomagmatism, A. REAY. (University of Otago, New Zealand) for helping to interpret the volcanic glass data and J. ROWLAND (University of Otago, New Zealand) for reading the earlier version of the manuscript. Suggestion of Journal reviewers (Cs. SZABÓ and G. HARANGI) helped to improve the manuscript.

References

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & PÉCSKAY, Z. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Miner. Petrol., Szeged*, **28**, 75–93.

BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Zs., RAVASZNÉ BARANYAI L. & SOLTI G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora – *MÁFI Évi Jel.* **1980**-*ról*, 243–260.

BALOGH, K. 1995: K/Ar study of the Tihany Volcano, Balaton Highland, Hungary (Report on the work supported by the European Community in the frame of program "Integrated Basin Studies"), Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen, 1–12.

BORSY Z., BALOGH K., KOZÁK M. & PÉCSKAY Z. 1986: Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez – *Acta Geogr. Debrecina*, **23**, 79–104.

BÜCHEL, G. 1993: Maars of the Westeifel, Germany, in Lecture notes in Earth Sciences, vol. 49., J. F. NEGENDANK & B. ZOLITSCHKA (eds): Paleolimnology of European Maar Lakes, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg

CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1987: Volcanic succesions, modern and ancient. Unwin Hyman, London, 528 p.

DOWNES, H., & VASELLI, O., (eds) 1995: Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, – *Acta Vulcanologica*, 7, 290 p.

DOWNES, H., PANTÓ, Gy., PÓKA, T., MATTEY, D.P. & GREENWOOD, P.B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results, – In: DOWNES, H. & VASELLI, O, (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, – *Acta Vulcanologica*, 7, 29–41.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI, G., INGRAM, G.A., HARMON, R.S. & SCHARBERT, H.G. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe, – *J. Petrol.*, **34**, 317–343.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H-U. 1984, Pyroclastic rocks, Springer Berlin Heidelberg New York, 472 p.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H-U. 1994: Volcanic sediment transport and deposition. – In: PYE, K., (Hrsg): *Sedimentary Processes*. Blackwell Oxford, 349-386.

FREUNDT, A. & SCHMINCKE, H-U. 1986, Emplacement of small-volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, German). – *Bull. Volcanol.*, **48**, 39–59.

GIANETTI, B. 1998: Geology of proximal, small-volume trachyte–trachyandesite pyroclastic flows and associated surge deposits, Roccamonfina volcano, Italy, – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 113–136.

GODCHAUX, M.M., BONNICHSEN, B. & JENKS, M.D. 1992: Types of phreatomagmatic volcanoes in the western Snake River Plain, Idaho, USA, – J. *Volcanol. Geotherm. Res.*, **52**, 1–25.

HARANGI, Sz. in press, Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone - a model for melt generation in the western Pannonian basin. – *Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Publ.*, (submitted)

HARANGI, R. & HARANGI, Sz. 1995: Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Sághegy (Little Hungarian Plain Volcanic Field, Western Hungary), – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, – *Acta Vulcanologica*, 7, 189–197.

JÁMBOR Á., PARTÉNYI Zs. & SOLTI, G. 1981: A dunántúli bazaltvulkanitok földtani jellegei. – *MÁFI Évi Jel.* **1979-ről**, 225–239, (in Hungarian)

JUGOVICS L. 1915: Az Alpok keleti végződése alján és a vasvármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. – *Magy. Kir. Földtani Int. Jel.*, **49–74** (in Hungarian)

JUGOVICS L. 1969: A Balatonfelvidék és a Tapolcai medence bazaltvidékének földtani jellegei. – *MÁFI Évi Jel.*, **1968-ról**, 223–243, (in Hungarian)

JUVIGNÉ, E., CAMUS, G. & de GOER de HERVE, A. 1993: Maars of northern Auvergne (Massif Central, France): state of knowledge, in Lecture notes in Earth Sciences, vol. 49., J. F. NEGENDANK & B. ZOLITSCHKA (eds): Paleolimnology of European Maar Lakes, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 81–94.

KÁZMÉR, M. 1990: Birth, life, and death of the Pannonian Lake. – *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, **79**, 171–188.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Palaeogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – *Acta Geol. Hung.*, **28**, 71–84.

KOKELAAR, P. 1983: The mechanism of Surtseyan volcanism, – *J. Geol. Soc. London*, **140**, 939–944.

KOKELAAR, P. 1986: Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism, – *Bull. Volcanol.*, **48**, 275–289.

LELKES-FELVÁRI, Gy. 1978: Petrographische Untersuchung einiger prepermische Bildunagen der Balaton-Linie. – *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **18**, 224–295.

LÓCZY L. 1894: A Balaton geológiai története és jelenlegi geológiai jelentősége – *Földrajzi Közl.*, **22**, 123–146 (in Hungarian)

LÓCZY L 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – Balaton Tud. Tan. Eredm. I., 617 p.

LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. – *Bull. Volcanol.*, **48**, 265–274.

MAJOROS, Gy. 1980: Problems of Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a palaeogeographic model and some conclusions. – *Földtani Közlöny*, **110**, 323–341. (in Hungarian with English abstract)

MAJOROS, Gy. 1983: Lithostratigraphy of the Permian formations of the Transdanubian Central Mountains. – *Acta Geol. Hung.*, **26**, 7–20.

MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Faciostratotype Tihany-Fehérpart (Hungary), ("Balatonica Beds by Lörenthey 1905"). – In: P. STEVANOVIC, L. A. NEVESSKAYA, F. MARINESCU, A. SOKAC & JÁMBOR, Á. (eds.) *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westliche ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien*, 427–436. JAZU and SANU, Zagreb-Beograd.

NÉMETH, K. 1997: A complex phreatomagmatic volcano in the Pannonian Basin (Tihany Paleovolcano, Hungary), – *Z.Geomorph.N.F.*, **110**, 145–157.

NÉMETH, K., CSILLAG, G., & KISS, J. 1997: Strombolian and phreatomagmatic deposits of western part of Balaton Highland Volcanic Field, Central Pannonian Basin, Hungary: complex interaction between external water, wet unconsolidated sediments and rising basaltic magma, EUG 9., Strasbourg, *Terra Abstracts*, *7*,

NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1998: Groundwater and gas rich magma controlled phreatomagmatic (maar/diatreme) volcanism in the Balaton Highland Volcanic Field, Pannonian Basin, Hungary, IAVCEI 98, Abstract, Cape Town, RSA, p. 43

NÉMETH, K & MARTIN, U. 1999: Volcanic glass study of volcaniclastic deposits of Tihany-type and normal maar volcanic centres of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF), Hungary, IUGG99/IAVCEI99, Birmingham, 18-31 July 1999, abstract p. 42.

NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, Sz. 1999: Miocene hydrovolcanism in the Central Pannonian Basin, Hungary: evolution of the Tihany Volcano as a new type of maar volcano, – *Bull. Volcanol.*, (submitted)

NÉMETH, K. & SZABÓ, Cs 1998: Peridotite xenolith bearing Strombolian scoria, Hawaiian spatter cones and diatremes at the Füzes-tó region in the Balaton Highland Volcanic Field, Pannonian Basin, Hungary, IAVCEI 98, Abstract, Cape Town, RSA, p. 43

PERROTTA, A. & SCARPATI, C. 1994, The dynamics of the Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias, – *J. Volcanol. – Geotherm. Res.*, **59**, 335–355.

SCHUMACHER, R. & SCHMINCKE, H-U. 1990, The lateral facies of ignimbrites at Laacher See volcano. – *Bull.,Volcanol.*, **52**, 271–285.

SPARKS, R.S.J. 1976: Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. – *Sedimentology*, **23**, 147–188.

SPARKS, R.S.J, SELF, S. & WALKER, G.P.L. 1973: Products of ignimbrite eruption. – *Geology*, **1**, 115–118.

SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – In: ZIEGLER P.A. (ed): Geodynamics of rifting. Vol.1. Case studies on rifts: Europe and Asia. – *Tectonophysics*, **208**, 243–256.

WHITE, J.D.L. 1991: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA, – *Bull. Volcanol.*, 53, 239–258.

A kézirat beérkezett: 1998. 10. 26.

Földtani Közlöny 129/3, 419–443 (1999) Budapest

A vízalatti vulkanizmus jelenségei, üledékképződési folyamatai és kapcsolatai a szárazföldi vulkáni folyamatokkal: áttekintés

Subaqueous volcanic processes and their deposits and relations to subaerial volcanic processes: a review

NÉMETH Károly[1]

(14 ábra)

Key words: subaqueous volcanism, pyroclastic density current, hyaloclastite, pillow lava, peperite

Tárgyszavak: vízalatti vulkanizmus, piroklaszt sűrűség ár, hialoklasztit, párnaláva, peperit

Abstract

This study reviews of a recent developments in the investigation of subaqueous volcanic processes and their deposits. Since a large number of depositional sites are environmentally subaqueous, it is absolutely valid to deal with a case of volcanism which occurs in subaqueous settings. During the last few years several key discoveries have been made which showed the possibility a forming a pillow – kind of structure even in a shallow marine environment, or explosive fire fountaining in a deep marine environment. These new results should help to develop our new view of these new settings. The main focus of this study is to show the important link between clastic sedimentology and volcanological interpretations of explosive volcanic processes, mainly in subaqueous settings. In this new research a new classification schema is introduced, especially for subaqueous volcaniclastic density current deposits. In this new view there are new meanings with regard to pyroclastic flow in subaqueous environments and their strong relations with turbidity currents directly related to subaqueous explosive eruptions or pure marine volcaniclastic reworking processes. This study tries to show the relations – as well the differences – between subaerial and subaqueous volcanic processes and their deposits.

Manuscript received: 26 10 1998

Összefoglalás

Ez a cikk egy rövid összefoglalót ad a vízalatti vulkanizmus folyamatainak és azok üledékeinek tanulmányozása terén elért legújabb eredményekről. Mivel az üledékképződési környezetek jelentős része vízalatti (többnyire tengeri), jelentős mennyiségű vulkáni eredetű üledék, lávakőzet halmozódhat fel e medencékben, így ezen folyamatokkal, a keletkezett üledékek azonosításával és elkülönítésével, az újabb módszerekkel fontos részletesebben is foglalkozni. Az elmúlt évtizedben számos olyan új eredmény is napvilágot látott, mely alapjaiban kérdőjelezheti meg eddigi nézőpontunkat több olyan jelenségről, amiket biztos környezet, fácies jelzőként ismertünk. Példának okáért párnalávák képződésére nemcsak mélytengeri környezetben, de igen sekély vízben is

[1] University of Otago, Geology Departement, PO Box 56, Dunedin, New Zealand, e-mail: nemethkaroly@hotmail.com

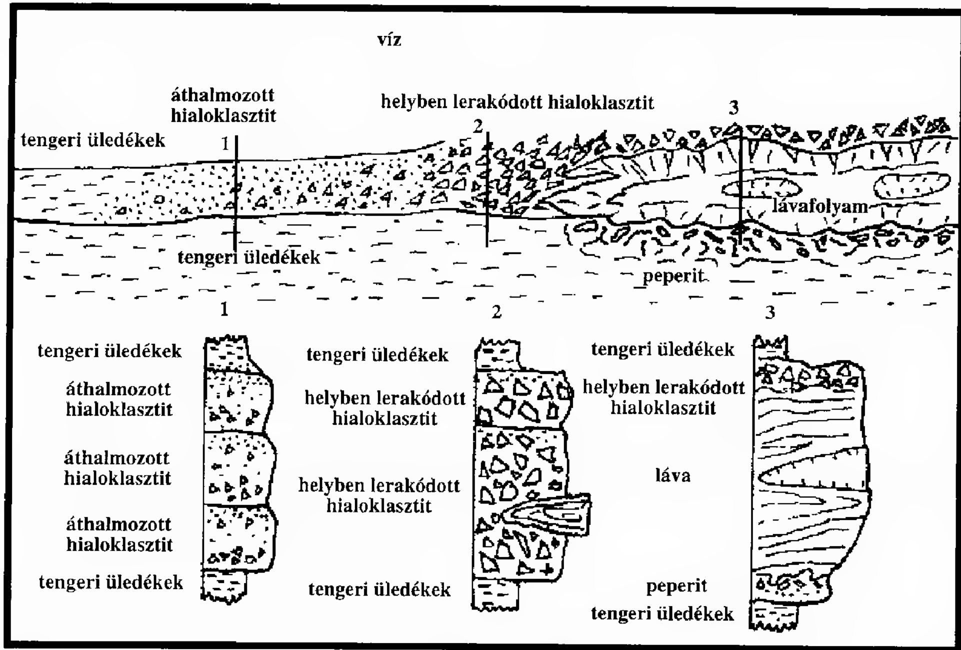
lehetőség van, sőt valódi magas hőmérsékletű lávaszökőkutak is működhetnek akár 2–3000 méteres vízmélységben is. E fontos felismerések mellett ez az áttekintés elsősorban a törmelékes üledékföldtan és a vulkanológia közös vonásaira hívja fel a figyelmet, melyek különös hangsúlyt kapnak vízalatti vulkáni folyamatok értelmezésében. Ebben az új vulkano-szedimentológiai értelmezésben különös hangsúlyt kap egy új osztályozási rendszer, mely a vízalatti sűrűség árak különbözőségére alapozva próbál határt húzni igazi robbanásos kitörésekkel kapcsolatos illetve utólagos, áthalmozási folyamatok során keletkező tömegárak között. Ebben az új nézőpontban a vízalatti piroklaszt árak és a vízalatti kitörési felhő által közvetlenül táplált turbidit árak folyamatos kapcsolatának kiemelése kulcsfontosságú. Ez a cikk megpróbálja bemutatni irodalmi adatok alapján e kapcsolati lehetőségeket mind a folyamatokra mind azok üledékeinek ismertetése tekintetében, mindvégig koncentrálva a szárazföldi robbanásos vulkáni folyamatokkal és azok üledékeivel történő összehasonlításra.

Bevezetés

A vulkáni folyamatok döntő többsége vízalatti környezetben játszódik le. Az óceánközépi hátságok vulkáni területeit leszámítva is igen jelentős a vízzel fedett területekhez kapcsolódó vulkanizmus. A vízalatti vulkáni folyamatok tanulmányozása különösen fontos az idősebb vulkáni vidékek rekonstrukciója szempontjából, hisz a földtörténet során több alkalommal is jelentős területeket foglaltak el a sekélytengerek, óceánok. A víz szerepe a vulkáni folyamatokban különösen a magma szétszakadásának (fragmentation) elősegítésében fontos. Alacsony oldottgáz-tartalmú magmák is képesek nagyenergiájú explóziós aktivitást okozni. Jelen cikkben elsősorban a vízalatti vulkanizmus szedimentációs folyamatait próbáljuk áttekinteni, s kisebb hangsúlyt fektetünk a közvetlen hidromagmás (hydromagmatic) folyamatok bemutatására.

Lávafolyások

A vízalatti lávafolyások változatos formáit figyelhetjük meg a jelenkori üledékképződési folyamatokban is. A legnagyobb kiterjedésű vízalatti lávafolyások az óceánközépi hátságokhoz és a tengeralatti vulkáni hegyekhez (seamount) kapcsolódnak. Ezek általában bazaltos összetételű lávafolyásokat produkálnak, s többek között a gyakran jelentős vízmélység hidrosztatikai nyomásának köszönhetően jelentősebb explóziók nem kapcsolódnak hozzájuk. A vízalatti lávafolyások belső szerkezetét tekintve a szárazföldi lávafolyásokhoz hasonló szerkezetekkel találkozhatunk. Gyakoriak a nagykiterjedésű lávaplatók, vékony lávamezők (sheet lava), lávaalagutak, lávatorlaszok (tumuli) szerkezetek, pahoehoe lávamezők (FORNARI 1986; APPLEGATE & EMBLEY 1992). Általában a vízalatti lávafolyások önmagukban nehezen különíthetők el a szárazföldi lávafolyásoktól. A legbiztosabb módszer a fácieselemzés. A kürtőközeli fáciest a tömeges (massive), vastag, gyakran oszlopos elválású lávatestek jellemzik, míg kürtőtől távoli (distal) helyzetben vékonyabb lávanyelvek, s egyre jellegzetesebb párnaláva-szerkezet a jellemző. A lávamező központjától legtávolabb a hialoklasztitba ágyazott lávadelták, valamint vízalatti törmelékárak (debris flow) által szállított és lerakott üledékek a jellemzőek (*1. ábra*). A fácieselemzés módszerét természetesen a lávafolyást megelőző prevul-



1. ábra. Tengeralatti lávafolyás és hialoklasztit fácieskapcsolatai MCPHIE et al. 1996 alapján

Fig. 1. Subaqueous lavaflow and hyaloclastite facies relation after MCPHIE et al. 1996

káni és posztvulkáni üledékképződési környezetek pontos leírásával kell kiegészíteni, hisz csak ezzel kaphatunk igazán egyértelmű választ az adott lávafolyás vízalatti jellegének bizonyításához. Fontos tényező, hogy ugyan savanyúbb lávafolyások vízalatti környezetben ritkábbak, de léteznek. Ezek leírásánál a savanyúbb olvadék nagyobb viszkozitásának köszönhetően a gyorsabb fáciesváltozásokat kell figyelembe vennünk az adott terület rekonstrukciója során (kisebb, de magasabb lávadómok; meredekebben dőlő hialoklasztit rétegek, lávadelták; nagyobb energiájú üledékszállító közegek stb.).

Párnalávák

A vízalatti vulkáni folyamatok egyik legismertebbje a párnalávák keletkezése. A tenger (tó) fenekén felszínre jutó olvadék viselkedését alapvetően két tényező befolyásolja: (1) az oldott magmás gázok mennyisége az olvadékban; (2) a vízoszlop magassága, mely súlyánál fogva jelentős ellenerőként szolgál a robbanásos vulkáni folyamatok visszaszorításában. Alacsony gáztartalmú magma jelentősebb vízmélységben lávafolyásokat hozhat létre. E lávafolyások kialakulásában a víz jelentős hűtő szerepe, s az így hirtelen megdermedő külső lávakéreg és a belső olvadék jellegzetes párna alakú szerkezeteket hozhat létre gyakorlatilag az olvadék összetételétől függetlenül (2. *ábra*). A hirtelen megdermedő olvadékhéj alatt az olvadt anyag gáztartalmánál fogva jelentős erővel próbálja szétfeszíteni a külső kérget.



2. ábra. Párnaláva szerkezet az oligocén Oamaru vulkán sorozatából (Új-Zéland)

Fig. 2. Pillow structures from the Oligocene Oamaru volcano (New Zealand)

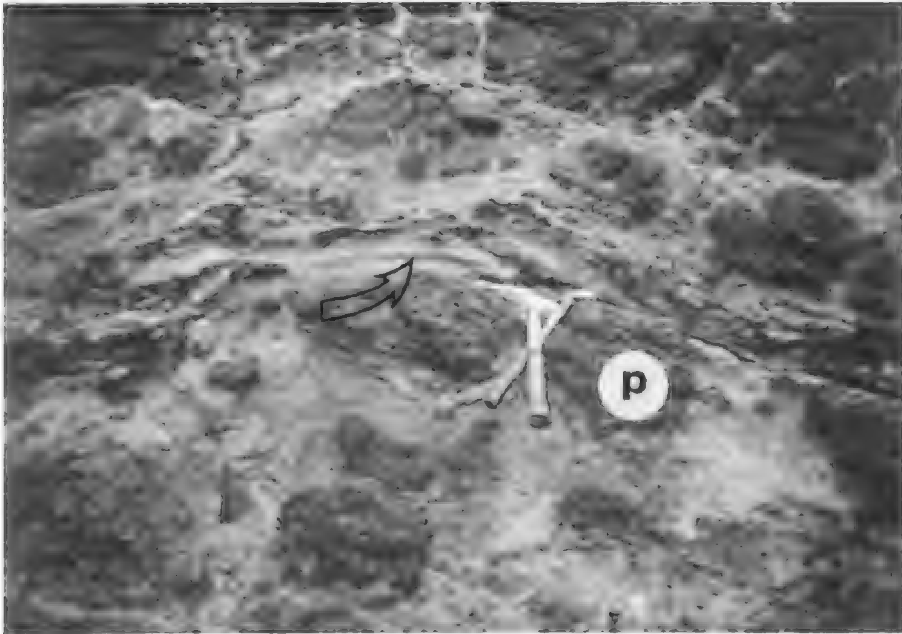
Időnként a kéreg átszakad, újabb lávanyelv csordul ki. Ez a folyamat a lávafronton folyamatosan zajlik, párnaláva-szerkezeteket hozva létre (rügyezés: budding). A hirtelen megdermedt üveges lávaanyag a mechanikus hatásokra aprózódik és a kialakuló lávanyelvek között felhalmozódik ún. hialoklasztit-üledéket (hyaloclastite) hozva létre. A párnaláva külső kérge gyakran mutat több generációs szerkezetet, amit KAWACHI & PRINGLE (1988) vizsgálatai szerint sekélyvízi környezetben való keletkezésre utaló jellegként értelmezhetünk, ugyanis kisebb nyomáson (kisebb vízmélységben) a már megdermedt kéreg többször felszakadhat s újabb, vékony kéreggel fedheti be a már kialakult párnaszerkezetet. Azonban pl. YAMAGISHI (1985) hasonló szerkezetű párnalávát írt le mélyvízi környezetből. Általában elmondható, hogy párnalávák az esetek többségében vízalatti vulkanizmusra utaló jelenségek, azonban nemcsak mélyvízi környezetre utalhatnak. Párnalávák alakulhatnak ki láva tengerbe ömlésekor (JONES & NELSON 1970), illetve bizonyos esetekben freatomagmás explozív folyamatokkal kapcsolatos sekélyvízi (néhány méteres vízmélység) környezetben is (WHITE 1997).

Hialoklasztit

A hialoklasztit olyan törmelékes vulkáni kőzet, mely láva vagy intruzív magmás test explózió nélküli széttöredezésével (quench fragmentation) jön létre hirtelen megdermedés (chilling) hatására (RITTMAN 1962; HONNOREZ & KIRST

1975; YAMAGISHI 1987). A hialoklasztit formálódásának leggyakoribb válfaja a tenger (tó) vizével érintkező (abba nyomuló, vagy szárazföldről vízbe ömlő) láva hirtelen lehűlése, amikor is a megdermedt, üveges anyag széttöredezésével üledék keletkezik. Hialoklasztit keletkezhet abban az esetben is, amikor gleccser jégpáncélja alatt következik be vulkánkitörés (FRIDLEIFSSON et al. 1982), illetve amikor magma nyomul vízgazdag, laza üledékbe (BUSBY-SPERA & WHITE 1987).

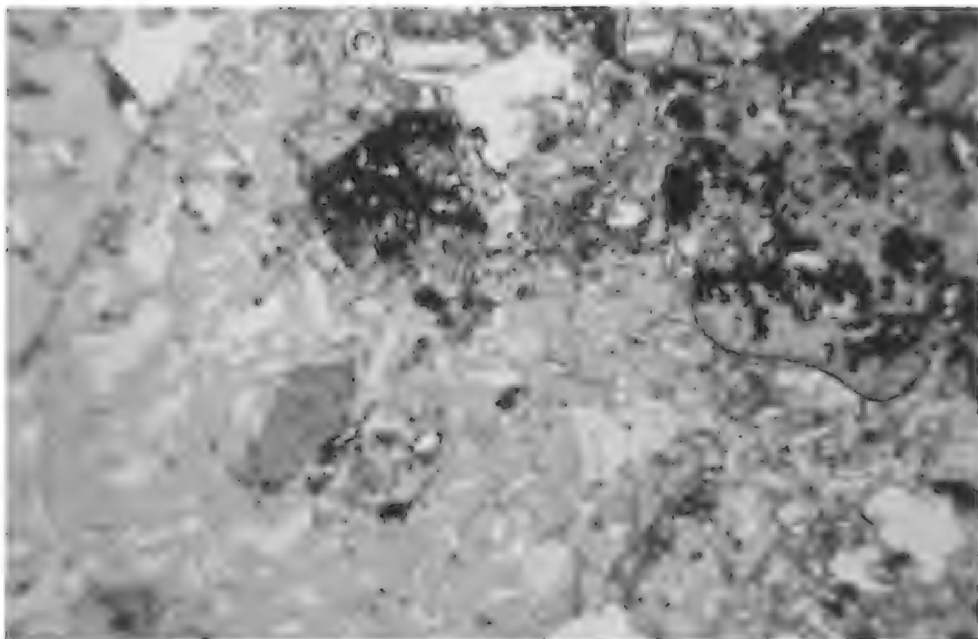
A víz alatt létrejött hialoklasztit a keletkezés helyéhez viszonyítva lehet helyben maradt (in situ), illetve áthalmozott (redeposited) (*1. ábra*). A helyben maradt hialoklasztit általában szoros térbeli kapcsolatot mutat a forrásláva-rétegekkel (*3. ábra*), gyakran tartalmaz a gyors hűlés következtében hirtelen meg-



3. ábra. Helyben lerakódott hialoklasztit/párnaláva (p) breccsa az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Cape Saunders). A nyíl egy tengeri eredetű homokkő lencsére mutat, mely laza tengeri üledék fluidizációjával kerülhetett a hialoklasztit mátrixba. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 3. In situ hyaloclastite/pillow (p) breccia from the Otago Peninsula, New Zealand (Cape Sounders). Note the marine sandstone (arrow) lenses in the hyaloclastitic matrix emplaced due to fluidization Photo: U. MARTIN 1999

dermedt üveges lávadarabokat (chilled fragments) (*4. ábra*), illetve a finomszemcsés mátrix szinte teljes egészében vulkáni üvegből állhat. Az ilyen típusú hialoklasztit általában rétegzetlen, és jellegzetes összeilleszthető szerkezeteket (jigsaw-fit) mutat. Vízalatti környezetben a hialoklasztit gyakran megcsúszhat, esetleg áramlások szállíthatják tovább. Ebben az esetben a távolabbi, áramlásárnyékos helyeken az üledék lerakódhat és áthalmozott hialoklasztit jöhet létre. Az áthalmozott hialoklasztit általában gravitációs tömegárak (mass flow) által szállított és lerakott üledék. A szállítási mód meghatározó a keletkezett áthal-



4. ábra. Helyben lerakódott hialoklasztit üledék vékonycsiszolati képe az Otagó-félszigetről, Új-Zéland. A kép rövidebbik oldala 2 mm hosszú. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 4. In situ hyaloclastite deposits in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand. The short side of the picture is 2 mm. Photo: U. MARTIN 1999

mozott üledék szedimentológiai jellegeire nézve. Ilyenkor általában a helyben keletkezett és felhalmozott tömeges hialoklasztithoz többségében szemcseár (grain flow), illetve sűrűség módosította szemcseár (density modified grain flow) által szállított és lerakott rétegzett, monomikt üledék alakul ki, mely disztális esetben egyre több tengeri üledéket tartalmazhat. Az egyes rétegek általában nem, vagy enyhe inverz-normál gradációt mutathatnak, s gyakran meredek rétegdőléssel rendelkeznek. Esetenként az áthalmozás forráshelyétől enyhe szemcseméret-csökkenés figyelhető meg.

A hialoklasztit értékes jelzője a láva vízalatti képződésének, illetve a magma magas víztartalmú üledékbe nyomulásának. A hialoklasztit jelenléte azonban nem jelent információt a keletkezéskori vízmélységre, illetve arra, hogy tengerben vagy tóban képződött e.

Peperit

A peperit olyan kőzet, mely láva vagy magma és laza, nedves üledékek kölcsönhatásaként, azok keveredésével jön létre (MCPHIE et al. 1996). Éppen ezért a peperit képződés gyakori folyamat a vízalatti szedimentációs folyamatokban, s gyakran találkozhatunk e képződményekkel vízalatti vulkanizmushoz kap-

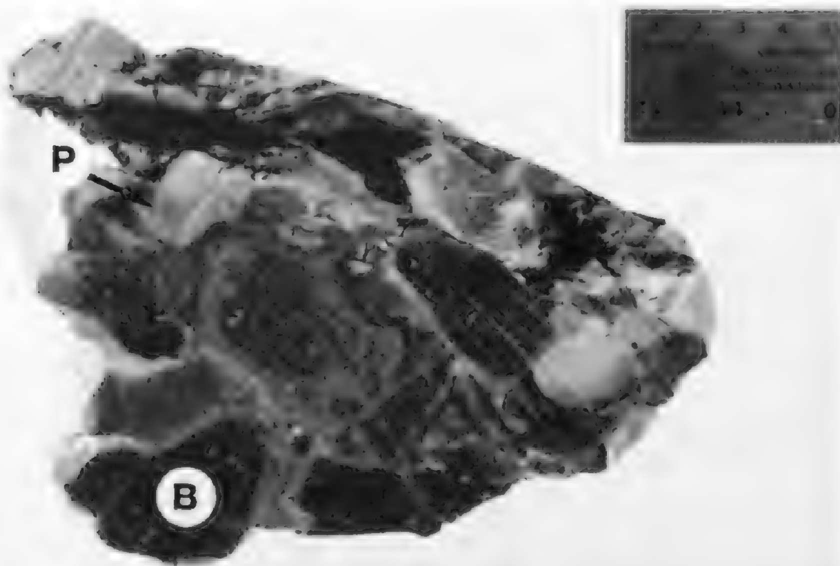
csolódó üledékes sorozatokban. Peperit egyaránt keletkezhet magmás intruzió és nedves üledék kontaktusán (HANSON & WILSON 1993), de igen gyakori vízalatti lávafolyások és üledék kölcsönhatásaként, illetve vízbe ömlő lávafolyások talpán, a láva és a nedves, laza üledék határán (*1. ábra*) (SCHMINCKE 1967; BULL & CAS 1991). A peperites kontaktus lehet élesen elütő vagy igen szoros olvadék-üledék kölcsönhatásra utaló. A magas nedvességtartalmú, sok pórusvizet tartalmazó üledék és olvadék határán széles peperites sáv alakulhat ki. Az olvadék mintegy "átitatja" a környező üledéket, mely intruzív esetben szabálytalan alakú kőzettelérek kialakulásához vezethet (*5. ábra*). A lávafolyás (vagy



5. ábra. Szabálytalan alakú kőzettelér vízalatti kitörés által közvetlenül táplált sűrűség-ár üledékbe nyomulva, Otago-félsziget, Új-Zéland Foto: U. MARTIN 1999

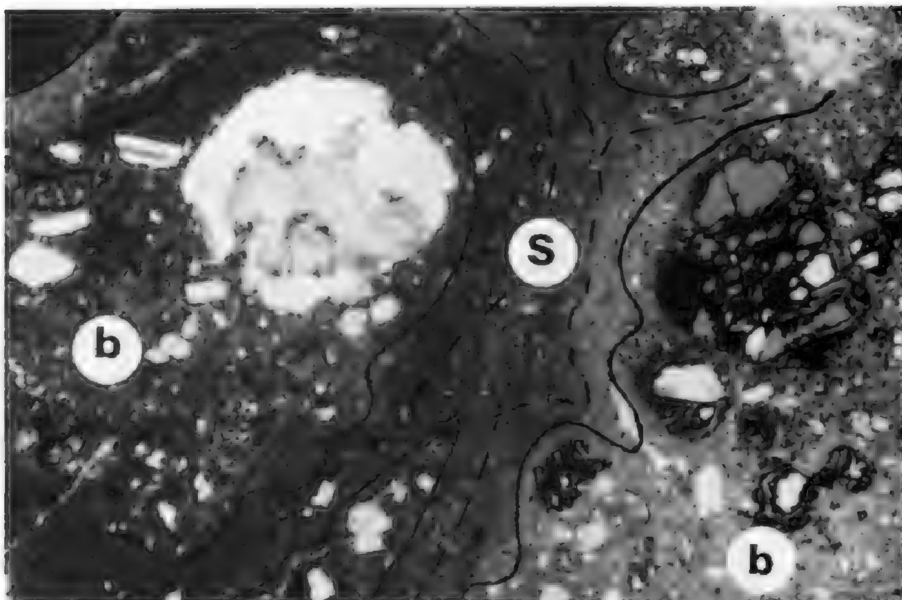
Fig. 5 Irregular shape dike intruding into an eruption feed density current deposit from the Otago Peninsula, New Zealand Photo: U. MARTIN 1999

kőzettelér) és a környező nedves, laza üledékek határa elmosódottá válik. BUSBY-SPERA & WHITE (1987) kutatásai alapján a peperitek két jelentős csoportba sorolhatók: (1) blokk peperit illetve (2) gömbös peperit (globular or fluidal peperite). A blokk peperit (blocky peperite) általában szögletes magma/láva darabokat, összeilleszthető szerkezetet (jigsaw fit structure) mutat (*6. ábra*), míg a gömbös peperit szoros olvadék-üledék kapcsolatot, gyakran elmosódott olvadék/üledék határt mutat (*7. ábra*). BUSBY-SPERA & WHITE (1987) kutatásai azt



6. ábra. Blokk peperit a Bakony–Balatonfelvidék vulkáni területről, (Hajagos-hegy). B – bazalt, P – pannóniai homokkő

Fig. 6. Blocky peperite from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, (Hajagos-hegy). B – basalt, P – Pannonian sandstone



7. ábra. Gömbös peperit vékonycsiszolatban az Otago-félszigetről, Új-Zéland. A hullámos szaggatott vonal a mátrix üledék (s) fluidizációjára hívja fel a figyelmet, a folyamatos vonalak a bazalt (b) szemcsék határát jelölik. A kép rövedebb oldala 2 mm. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 7. Globular peperite in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand. The dashed wavy line represents the fluidization of the host rock (s), the continuous lines show the basalt fragments (b). The shorter side of the picture is 2 mm. Photo: U. MARTIN 1999

mutatták, hogy a kétféle peperit kialakulásában alapvetően a kölcsönhatásban résztvevő üledék szemcsemérete a meghatározó. Gömbös peperit nagyobb valószínűséggel alakul ki finomszemcsés, jól osztályozott, laza üledékek és olvadék kölcsönhatásaként, mely üledékek pórusvíztartalma jelentős lehet, és az olvadék könnyen folyósíthatja (fluidisation) az üledéket, ami lehetőséget ad jelentős olvadék/üledék keveredésre. Blokk peperit gyakoribb durvaszemcsés üledékekhez kapcsolódóan.

A vízalatti víztelített, laza üledékjellegből adódóan, az üledékekbe benyomuló kőzettelérek gyakran hoznak létre széles peperit zónákat (BUSBY-SPERA & WHITE 1987; MARTIN 1998). Azonban ismert, hogy vízalatti környezetben is előfordulhat jelentős sülés a benyomuló kőzettelér mentén (MARTIN 1998). Különösen, ha a környező üledék rétegek savanyú (fonolit, riolit) horzsakő rétegek, s a benyomuló kőzettelér bázikus, pl. bazalt (*8. ábra*).

8. ábra. Újraolvasztott pumisz kéreg benyomuló bazalt dájk mellett (Otago félsziget, Új-Zéland)

Fig. 8. Fused pumice margin next to intruded basalt dyke (Otago peninsula, New Zealand)



A peperit képződése szoros genetikai kapcsolatot mutat a freatomagmás explóziós jelenségek felé. Ugyanis abban az esetben, ha az olvadék-üledék kontaktusán a hirtelen elpárolgó pórusvízből keletkező gőz tágulásából származó erő jelentősen megnövekszik, explózió jöhet létre (steam explosion). Így gyakran a vízbe, vagy jelentős víztartalmú üledékre ömlő lávafolyások helyi ún. gyökér nélküli freatikus explóziókat hozhatnak létre. A bekövetkező explóziók energiáját elsősorban a lávaréteg vastagsága, illetve a nedves üledékek nedvességtartalma szabályozza. Vízalatti környezetben természetesen a hidrosztatikai nyomás jelentősen lecsökkentheti a kialakuló explóziók valószínűségét.

Robbanásos vulkáni folyamatok alaptípusai, üledékei szárazföldi körülmények között

Az explóziós vulkáni folyamatokat annak függvényében, hogy a külső víz milyen arányban szerepel a robbanások kiváltásában (1) magmás, (2) freatomagmás illetve (3) freatikus csoportba sorolhatjuk. A magmás robbanásos folyamatokban a magmás gázok a robbanások okozói, s a kialakuló vulkanoklaszt képződményekben a magmás piroklasztok vannak döntő többségben. Freatikus explóziók esetében a magmás eredetű törmelék alárendelt a keletkező üledékekben. A robbanásos vulkanizmus során felszínre kerülő törmeléket alapvetően három különböző típusú rendszer szállíthatja, rakhatja le. E szállítási folyamatok, mint az elsődleges vulkanoklasztit képző jelenségek értelmezhetők, az általuk létrejött üledékek pontos értelmezése a másodlagos áthalmozási jelenségek felismerésében fontos.

A piroklaszt szórás üledékei (pyroclastic fall) az erupciós felhőből kihulló piroklaszt lerakódásából keletkező üledék (FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994; CAS & WRIGHT 1987). A robbanás energiájától függően ezen üledékek akár több száz négyzetkilométer területet is befedhetnek, s általában köpenyszerű rétegzéssel fedik be a kitörés előtti felszínt. A szemcsék az erupciós felhőben szuszpenzióban szállítódnak, így a keletkező üledékre általában a jó osztályozottság, normál gradáltság jellemző. Vízalatti környezetben a szórt piroklaszt a szárazföldi körülmények között lerakott üledékekhez képest jellegzetesebb, ismétlődő gradációs jellegeket mutat, s az egyes rétegeket élesebb határok választják el.

A piroklaszt árak (pyroclastic flow) leggyakrabban az erupciós felhő megnövekedett törmelékanyag tartalmának köszönhetően a felhő összeomlásából keletkezhetnek, de gyakoriak a lávadómok összeomlásából származó piroklaszt árak is (CAS & WRIGHT 1987). Az összeomlást követően a szemcsék gravitációs tömegárakként szállítódnak, s így a keletkező üledékre az inverz/normál gradáltság, a kimosási csatornák (scour fill), eróziós felszínek (erosion surface), keresztrétegzettség (cross-bedding) és az igen változatos szemcseméret, osztályozatlanság (unsorting) a jellemző. Vízalatti környezetben is elképzelhető piroklaszt ár kialakulása (pl. KOKELAAR & BUSBY 1992), bár egyértelmű azonosítása rendkívül nehéz feladat.

A piroklaszt torlóárak (pyroclastic surge) alapvetően 3 fázisú rendszerek, ahol az erupciós felhő összeomlásából származó horizontális mozgású felhő a piroklasztit árakhoz képest kisebb sűrűségű, felhígult anyagtömeget alkot. A piroklaszt torlóárak szilárd, gáz és folyadék halmazállapotú anyagot is tartalmaznak. A lerakódás során a hígabb rendszer miatt jelentős mértékű turbulencia működik. A turbulencia következtében a kialakuló üledék gazdag lesz horizontális szállításra utaló jelenségekben, keresztrétegzésekben, szemcsezsinórokban (grain alingment, scour fill). Piroklasztit torlóárak elsősorban hidromagmás explozív folyamatokkal kapcsolatban jöhetnek létre, Taal típusú, maar/diatrema vulkanizmus, vagy vízből kiemelkedő Surtsey típusú vulkanizmus során. Piroklaszt torlóárak ismertek piroklaszt árakhoz kapcsolódóan is (CAS & WRIGHT 1987), sőt a legújabb fácieselemző módszerek arra is fényt derítettek, hogy a piroklaszt árak folyamatosan alakulhatnak át piroklaszt torlóárakká. A kitörési központ közelében az anyagár nagy sűrűségű a folyamatos anyagutánpótlás következtében, míg attól távolodva a környezetéből egyre több levegőt fogad magába, "felhígul", s az árra a lamináris áramlási viszonyok átalakulásával egyre inkább turbulens jellegek lesznek uralkodók (SOHN 1996).

A fenti folyamatok leírását, s értelmezését elsősorban szárazföldi környezetre értelmezik a vulkanológiai leírások. A vízalatti környezetben lejátszódó folyamatok leírása, különösen az elsődleges vulkanoklasztitképző jelenségeké számos nehezséget rejt, s elsősorban komplex fácies elemzéssel ismerhetők fel az elsődleges folyamatok egyertelműen.

Robbanásos vulkáni folyamatok vízalatti környezetben

Vízalatti környezetben az olvadék töredezését (fragmentation) alapvetően a vízoszlop súlya által képviselt ellenerő szabályozza. Azonban jelentős olvadék utánpótlás esetén vízalatti környezetben is kialakulhatnak robbanásos vulkáni folyamatok. Az explóziók során keletkező vulkanoklasztit rétegek vízalatti környezetben magas nedvességtartalmú, laza üledékként halmozódhatnak fel. Ez a laza üledék gyakran másodlagos folyamatok hatására áthalmozódhat (tengeráramlások, gravitációs instabilitás). E folyamatok kiváltásában jelentős szerep juthat a vulkanizmushoz kapcsolódó földrengéseknek. Éppen ezért vízalatti környezetben gyakran igen nehéz elkülöníteni az elsődleges vulkanoklasztitokat az áthalmozottaktól. Egyes szedimentológiai irányzatok éles, kategórikus különbséget tesznek az elsődleges, robbanásos kitörések által közvetlenül táplált vulkanoklaszit üledékek, illetve az azonnal fellépő áthalmozást szenvedett vulkanoklasztitok között (MCPHIE et al. 1996; CAS & WRIGHT 1987; BULL & CAS 1991), mások (FISHER & SCHMINCKE 1984) az áthalmozási folyamatokat elsősorban a vulkanizmus hatásától független vulkanizmust követő folyamatokra értelmezik csak.

Az egyes vulkanoklasztit formáló robbanásos folyamatok energiáját alapvetően befolyásolja az olvadék gáztartalma és az olvadék-víz kölcsönhatásaként felszabaduló gőz energiája. Így jelentősebb gáztartalmú magma esetén, sekély-

vízi környezetben vízalatti lávafolyásokhoz kapcsolódó, a szárazföldi stromboli és hawaii típusú salak és fröccskúpokhoz hasonló szerkezetek és üledékek ismertek (STAUDIGEL & SCHMINCKE 1984). E képződmények nagyméretű orsóbombákat, plasztikus deformációkat mutató, jelentős hólyagüregtartalmú lávafröccsöket tartalmaznak, erősen üveges, magas hólyagüregtartalmú hialoklasztit mátrixban. Alapvetően a jelentős vastagságú elsődleges hialoklasztit rétegek, gyakori párnaláva breccsák jelenléte segíthet e képződmények vízalatti keletkezésének bizonyításában. Habár e képződmények sekélyebb vízmélységre utalnak, egyes kutatások mélyebbvízi eredetű lávaszökőkutak lehetőségét is felvetik, abban az esetben, ha egy-egy kürtő hirtelen megnövekedett mennyiségű olvadékot szolgáltat (SMITH & BATIZA 1989).

Vízalatti környezetben, ahol a robbanások központja is víz alatt volt, nagyobb sűrűségű közeggel kell számolnunk, mely jelentős közegellenállással bír, s a kidobott törmelékanyag sűrűségkülönbségéből adódóan a törmelékek sűrűség szerinti gradációja jelentős lehet. A horzsakő (pumice) és a nagyobb sűrűségű kőzettöredékek (lithic fragment) a szárazföldi körülmények között lerakott vulkanoklasztokhoz képest sokkal jellegzetesebben válnak szét a lerakott üledékben, gyakran ritmikusan ismétlődő szinteket alkotnak.

Fontos új tényező a vízi környezetben a víz hűtő szerepe, mely alapvetően változtatja meg a vulkanoklasztit anyag törmelékeinek fizikai tulajdonságát (töresesség, kerekítettség, üvegesség). Alapvető fontosságú a juvenilis törmelékek hirtelen hűlésből származó erősen üveges jellege.

Vízi környezetben az üledék tovább maradhat vízdús, laza, így a közvetlen lerakódást követő megcsúszási jelenségek (slumping), gyűrődések (folding) sokkal gyakoribbak az elsődleges vulkanoklaszt üledékekben is. A laza üledék jellegből adódóan az üledékbe benyomuló dájkok erősen üveges, vastag hűlési kéreggel jelenhetnek meg.

Az elsődleges és másodlagos (áthalmozott) vulkanoklasztit üledékek elkülönítésére MCPHIE et al. (1996) a következő definíciókat használja.

1. Autoklasztit: vulkanogén üledékek melyek kialakulásaban az olvadék robbanás nélkül töredezik (non explosive fragmentation). Pl. vízalatti lávaréteghez kapcsolódó, a lávaréteg külső peremének hirtelen hűléséből és a lávaréteg mozgásából származó erő hatására töredezik a hirtelen üvegesre dermedt olvadék.

2. Piroklasztit: az elsődleges robbanásos vulkáni folyamatok által lerakott üledékek, az üledék keletkezésének közvetlen kapcsolata a kitörési központtal egyértelműen kimutatható (a korábban leírt három üledékszállítási típus).

3. Áthalmozott szin-eruptív vulkanoklasztit: az elsődlegesen lerakott vulkanoklasztit szin-eruptív áthalmozódásával létrejövő vulkanoklasztit. E definíció értelmezése számos vita tárgya. Többek között FISHER és SCHMINCKE (1984, 1994), e definíciót megfoghatatlannak tartja, mert különösen vízalatti környezetben a hullámzásból, tengeráramlásokból adódó üledékmozgatásra óriási lehetőségek adottak, s így vízi környezetben gyakorlatilag minden vízalatti vulkanoklasztit üledék ebbe a típusba sorolható lenne.

4. Vulkanogén üledékek: azon üledékek összessége, melyek a vulkanizmust követő áthalmozási folyamatokból származnak.

A vulkanoklasztit üledékek értelmezését a szedimentológiai terminológia felől érdemes megközelíteni. Ez különösen a vízalatti környezetben lerakott vulkanoklasztitoknál alapvető fontosságú. Az alábbiakban foglalhatjuk össze az egyes lehetséges szállító közegek jellegzetességeit, melyek vulkanoklasztikus közegben is hasonlatosak a normál szedimentációs közegekben leírtakéval (LOWE 1982) (*9. ábra*).

1. Gravitációs tömegfolyás (gravitational mass-flow): törmelék csoportok, vagy törmelék és fluid áramlik együtt, mely mozgása közben fizikai kölcsönhatásban vesz részt. A tömegárak igen változatosak lehetnek reológiájukat és koncentrációjukat tekintve.

2. "Vonszolódásos" szállítás (traction transportation): a vulkanoklaszt részecskék a mozgó fluidba zárva szállítódnak, de szabad viselkedésre módjuk van.

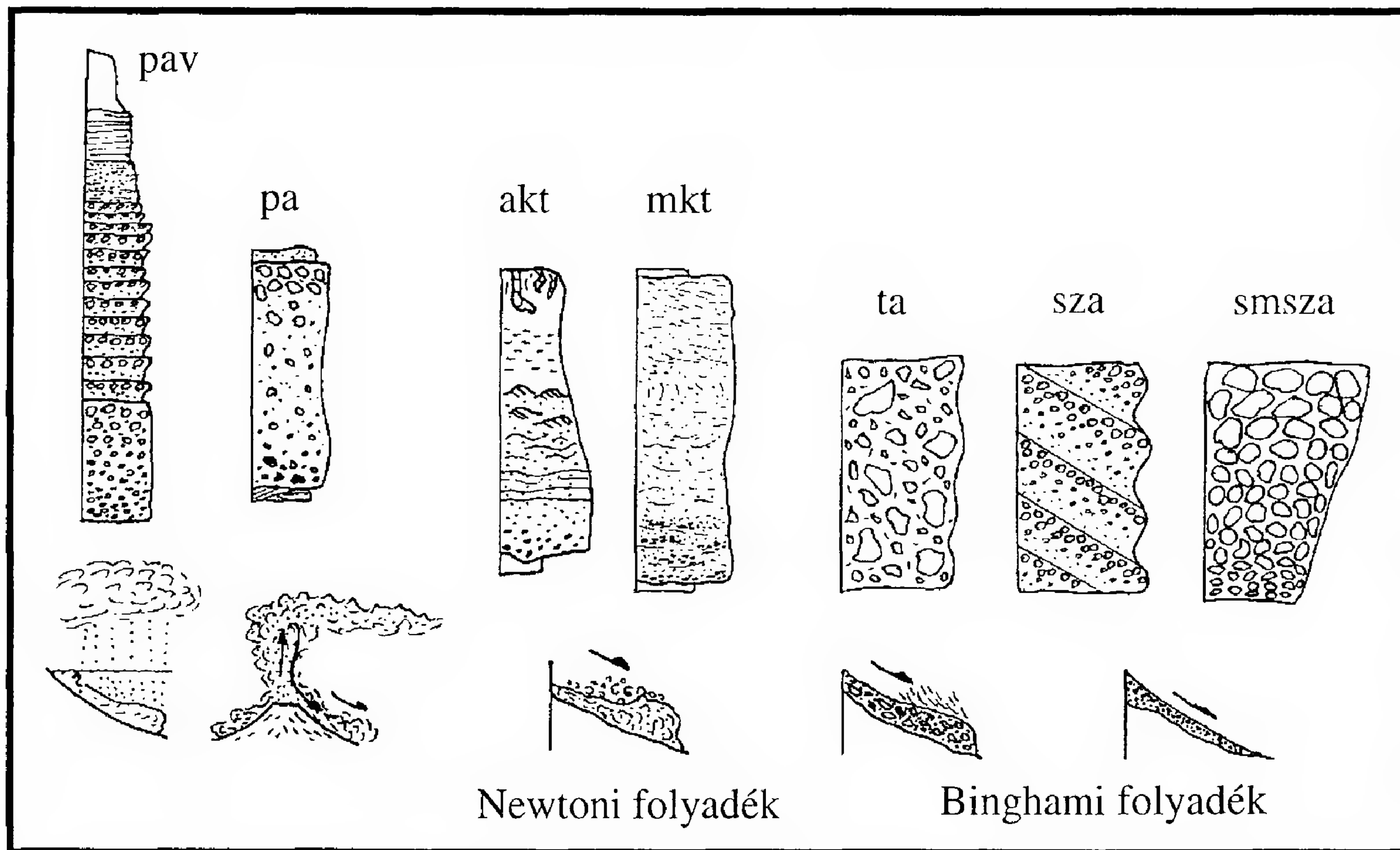
3. Szuszpenzióban való szállítás: a szállított részecskék egyenletesen eloszolva szállítódnak a szállító fluidban.

A fenti három szállítási mód meghatározó és jellegzetes az egyes elsődleges vulkanoklaszt szállító közegekre. A piroklaszt árakra és üledékeikre elsősorban a gravitációs tömegárakra jellemző karakterek a jellemzőek (FISHER & SCHIMCKE 1984). A piroklaszt torlóárak és üledékeik voszolódásos szállítással jellemezhető üledékszállító és lerakó közegekkel mutatnak szoros kapcsolatot (SOHN 1996; WOHLETZ & SHERIDAN 1983; KOKELAAR 1983; CAS et al. 1989). A szórt piroklaszt és üledékeire a szuszpenzióban való szállítás és az abból történő leülepedés a jellemző (CAS & WRIGHT 1987).

Elsődleges és másodlagos vulkanoklasztit folyamatok vízalatti környezetben

Piroklaszt árak (gravitációs tömegfolyás általi szállítás):

Általában elmondható. hogy vízalatti környezetben a víz jelenléte miatt az elsődleges vulkanoklasztit folyamatok elkülönítése az egyidejű vulkanoklasztos (syn-volcanic) folyamatoktól meglehetősen nehéz. Az elsődleges folyamatok vízalatti jelenlétének bizonyítására KOKELAAR & BUSBY (1992) munkája döntő elméleti modellt alkotott. Az általuk leírt kaliforniai példa alapján mutattak rá arra, hogy vízalatti környezetben is elképzelhetők sülési folyamatok piroklaszt árak esetében. Modelljükben azt feltételezik, hogy az eredetileg víz alatt lévő kitörési csatornából a nagy sebességgel feltörő törmelék hirtelen olyan környezetet hozhat létre, mely akár több száz méteres vízmélység esetén is gyakorlatilag szárazföldi körülményeket (teljes vízmentesség) jelent. Ez a folyamat a kitörés előrehaladtával gyakorlatilag arra is lehetőséget ad, hogy a víz hűtő hatása alárendeltté váljon, s akár komoly sülési jelenségek jöjjenek létre. Ezzel a terepi leírással és modellel az a korábbi nézet, mely szerint a szárazföldi horzsakőtartalmú piroklaszt árak (ignimbritek) egyértelműen elkülöníthetők a sülési jelenségeik alapján a vízalatti párjaiktól, komojan megkérdőjelezhető. Természetesen további problémák is adottak abban az esetben, amikor a vízmély-



9. ábra. Gravitációs tömegfolyás (mass flow) típusok és azok üledékei LOWE (1982), STOW (1986) and MCPHIE et al. (1996) alapján. pa – piroklasztit ár; akt – alacsony koncentrációju turbidit; mkt – magas koncentrációjú turbidit; ta – töremelék folyás; sza – szemcse folyás; smsza – sűrűség módosította szemcse ár

Fig. 9. Gravity currents and mass flow deposit types after LOWE *(1982),* STOW *(1986) and* MCPHIE *et al. (1996). pav – pyroclastic flow – subaqueous; pa – pyroclastic flow – subareal; akt – low density turbidite; mkt – high density turbidite; ta – debris flow; sza – grain flow; smsza – density modified grain flow*

ség kisebb, s a kitörés során a kitörési felhő a vízfelszín fölé emelkedik. Ebben az esetben a visszahulló vulkanoklaszt anyag az áramlások útján akár több tíz kilométeres távolságra is elkerülhet az eredeti forrástól. Ebben az esetben piroklaszt árak elsődlegességének felismerése rendkívüli nehézségekbe ütközhet, hisz a hullámbázis sekély (néhányszor tíz méter) vízmélység esetén a vízmélységnél nagyobb, így gyakorlatilag a robbanások során szinte azonnal a MCPHIE et al. (1996) és CAS & WRIGHT (1987) által értelmezett szin-vulkáni áthalmozási folyamatokkal kell számolnunk, amivel a FISHER & SCHMINCKE (1984, 1994) irányzat komoly vitába száll, hisz e folyamatok nem feltétlenül ismerhetők fel ősi sorozatokban. A fent említett példában érdekes kérdés a visszahulló vulkanoklaszt sorsa, mely ha horzsakő alapvetően, akkor akár több száz kilométeres távolságra kerülve is lerakódhat s a vízmélységtől függően komoly keveredést szenvedhet a tengeri üledékkel, így vulkanogén klasztikus üledékeket hozva létre (STOW 1986).

Piroklaszt árak természetesen szárazföldről kiindulva is eljuthatnak vízi környezetbe. Ebben az esetben pontos térképezéssel lehet az ősföldrajzi rekonstrukciót megtenni. CAS et al. (1998) laboratóriumi vizsgálatai további érdekes adalékot szolgálnak piroklaszt árak tengerbe jutási mechanizmusának megértéséhez. A laboratóriumi kísérletek szerint a piroklaszt ár sűrűsége (anyagtelítettsége) meghatározó lehet abban, hogy a vízbe nyomuló ár hogyan viselkedik (*10. ábra*).

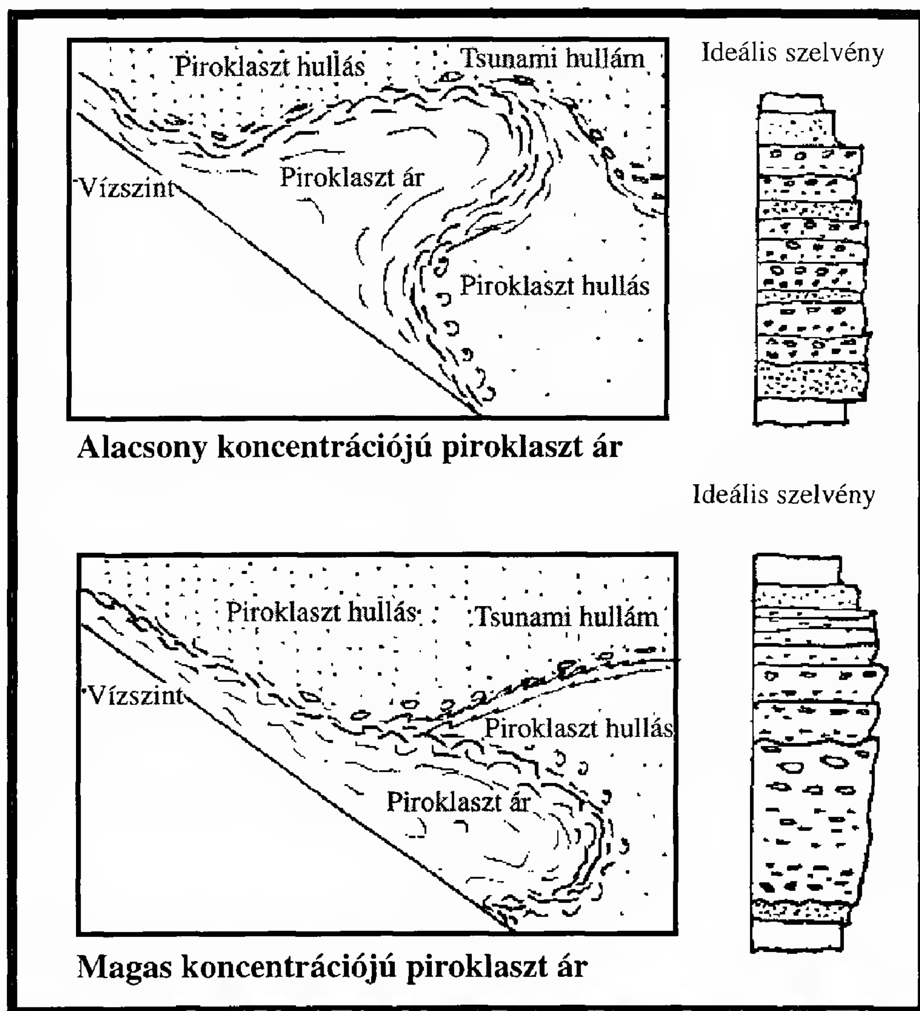
Piroklaszt torlóárak (vonszolódásos szállítás - traction transportation):

Amennyiben a torlóárak vulkanológiai terminológiáját követjük piroklaszt torlóárak víz alatti környezetben való keletkezését kizárhatjuk, hisz a gáz fázis az erupciót követően a kis sűrűsége miatt szinte azonnal eltávozik a rendszerből, így kétfázisú (folyadék és szilárd) anyagárral, piroklaszt árral kell számolnunk. Ebben a megközelítésben, vízalatti környezetben a piroklaszt torlóárakat alacsony sűrűségű turbidit áraknak értelmezhetjük. Ilyen típusú üledékek elsősorban sekélyvízi környezetben, freatomagmás Surtsey vagy Surtla típusú kitörésekre jellemzők, ahol a felnyomuló magma a vízzel érintkezve freatomagmás explóziót szenved és nagyenergiájú lökéshullám száguld végig minden irányba a kitörési centrumtól. Az elsődleges vulkanoklasztitként értelmezhető üledékek a turbidit árakra jellemző karaktereket fogják mutatni, melyek szinte folyamatos átmenetet mutathatnak a különböző gravitációs tömegárak üledékei felé, nagy sűrűségű turbidit ár (high density turbidity flow), törmelék ár (debris flow), iszapár (mud flow), és szemcseár (grain flow) felé (*11. ábra*).

Piroklaszt hullás (szuszpenzióban történő szállítás):

Általában elmondható, hogy vízalatti környezetben a hullott piroklasztok értelmezése is nagy nehézségekbe, elsősorban terminológiai kérdésekbe torkollik. A vízi környezetben a sűrűség szerinti elkülönülés meghatározó lehet, így pl. a nehéz ásványok igen jellegzetes rétegekben halmozódhatnak fel. A könnyű

horzsakő részecskék viszont, mint korábban említettük akár több száz kilométeres távolságra is eljuthatnak, s vulkanogén üledékeket hozhatnak létre. Általában annak eldöntése, hogy az explózió szárazföldön történt, s onnan hullott a vízbe a vulkáni anyag, vagy valódi vízalatti robbanásról van szó csak fácies elemzéssel lehetséges, de általában úgy sem teljes biztonsággal.



10. ábra. Víztömegbe nyomuló piroklasztit ár viselkedésének lehetséges alaptípusai a piroklasztit ár sűrűségének függvényében CAS et al. (1998) alapján

Fig. 10. Theoretical models of entering pyroclasyic flows into watermass according to their concentration (density) after CAS et al. (1998)



11. ábra. Vízalatti robbanásos kitorés által kozvetlenül táplált piroklaszt sűrűség ár üledék rétegek az oligocén Oamaru vulkán vízből kiemelkedő (Surtla-típusú) sorozatából (Új-Zéland). A sorozatra a jó rétegzettség és a laposszögű keresztrétegzés a jellemző

Fig. 11. Submarine explosion fed pyroclastic density current deposit beds from the Oligocene emergent (Surtla-type) Oamaru volcano (New Zealand). The sequence is well bedded with low angle cross bedding.

Vízalatti vulkanizmus és üledékeinek kapcsolata a klasztikus üledékképződési környezetek ún. sűrűség áraival (density current): egy új szemlélet

A vízalatti vulkanizmushoz kapcsolódó vulkanoklasztit üledékek szedimentológiai jellegeit vizsgálva egyre több vulkanológiai irányzat állapítja meg, hogy azok az ún. sűrűség árak (density current) által lerakott üledékek valamelyikének jellegeit viselik magukon, így e vulkanoklaszt üledékek értelmezésében érdemes a szedimentológia felől közelíteni. A sűrűség árak olyan szállító közegek, melyek sűrűsége nagyobb a környezet (jelen esetben víz) sűrűségénél, s így mozgásukat alapvetően a gravitáció szabályozza. A sűrűség árak belsejében a részecskék önálló mozgására lehetőség van, bár e mozgás minőségét (turbulens vagy lamináris mozgás) alapvetően az ár koncentrációja, sűrűsége szabályozza. WHITE (in press) a vízben lerakott vulkanoklasztit üledékek és a normál klasztikus üledékek közötti hasonlóság kifejezésére 3 fő csoportba sorolja a vízalatti vulkanizmus által létrehozott sűrűség ár üledékeket, az üledéket létrehozó folyamatban felismerhető töredezés (fragmentation) és a szállító közeg tulajdonságainak alapján.

1. robbanásos töredezés során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően gázdús rendszer,

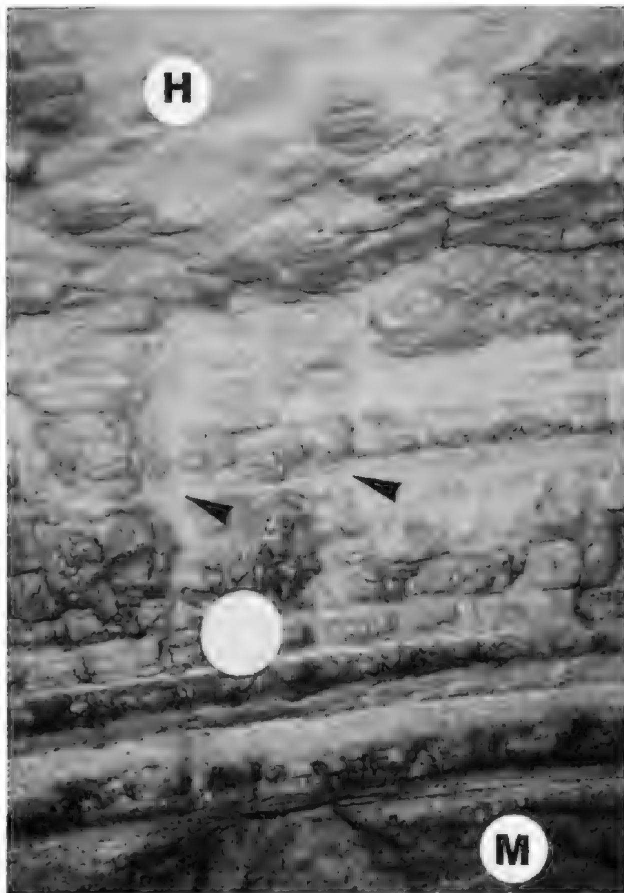
2. robbanásos töredezés során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően vízdús rendszer,

3. lávafolyás robbanás nélküli töredezése során keletkezett sűrűség ár, mely alapvetően vízdús rendszer.

Az első csoportba a vízalatt lerakott sült ignimbritek és magas hőmérsékletű piroklaszt árak tartoznak, ahol az olvadék töredezése robbanások által szabályozott, s az üledék szállító közeg szemcseközi terét gáz tölti ki. Sülési jelenségek vízalatti kialakulásához és alapvetően gáz, mint szemcseközi anyag víz alatt tartásához jelentős szemcse koncentráció szükséges, mely az olvadék jelentős magmás robbanásos töredezéssel érhető el (magmatic explosive fragmentation) (BRANNEY & KOKELAAR 1992; VALENTINE 1987; KOKELAAR 1983). A jelentős szemcsekoncentráció következtében a vízalatti sült ignimbritek ilymódon masszív, osztályozatlan, vastagpados vulkanoklasztit rétegeket alkotnak, melyek fokozatosan vékony-rétegzett vulkanoklasztit rétegekbe mennek át, gyakran vízben lerakott hullott, finomszemcsés tufa rétegekkel közberétegezve (KOKELAAR & BUSBY 1992; BUSBY-SPERA 1986; MANDEVILLE et al. 1994). KANO és munkatársai (1994) azonosítottak nem sült, alacsony hőmérsékletű bazaltosandezit piroklaszt ár üledéket, mely vízalatti kitörés során keletkezett. A jellegzetesen rétegzetlen salak lapilli üledék gázkilépési csatornákban (gas segregation pipe) gazdag, az alapi rétegek feltépett, fluidális alakú tufa klasztokat tartalmaznak.

A második csoportba a vízalatt lerakott, kitörési központból közvetlenül táplált magas és alacsony szemcsekoncentrációjú turbidit árak tartoznak (kitörés által közvetlenül táplált vulkanoklaszt turbidit árak (eruption fed volcaniclastic turbidity currents), mely szállító közeg szemcseközi terét víz alkotja, jóllehet időnként jelentős mennyiségű gázt is tartalmazhat a turbidit ár. A víz jelenléte a szemcseközi térben erős turbulenciát is lehetővé tesz az ár szemcsekoncentrációjának függvényében. FISKE & MATSUDA (1964) híres duplán gradált vulkanoklasztit rétegsora a klasszikus példa az ilyen típusú üledékre. A tengeri üledékek közé települt vulkanoklasztit sorozat juvenilis láva blokk, horzsakő és kristálytörmelékben gazdag. Vastagpados, belső rétegzettség nélküli rétegeket jellegzetes turbidit árakra jellemző sorozat fed, mely egyre dominánsabban rétegzett (*12. ábra*). A méret szerinti gradáció nem, de a sűrűség szerinti gradáció igen markáns, mely a fedő rétegek horzsakő gazdagságát eredményezi (FISKE & MATSUDA 1964; MARTIN & WHITE in prep). Az így kialakult, szállított és lerakott, kitörési központ által közvetlenül táplált turbidit árak általában a magma erős magmás (a magma saját gáztartalma által szabályozott) töredezésével jöhetnek létre, azonban a töredezés energiája ez esetben nem elegendő vízalatti, valódi, gáz szemcseközi térrel rendelkező, piroklaszt ár (subaqueous pyroclastic flow) kialakulásához. MUELLER & WHITE (1992) vízalatti lávaszökőkút eredményezte üledékeket és azokhoz kapcsolódó kitörési központtól távol eső (distal) vulkanoklasztit litofácieseket azonosított kanadai prekambriumi sorozatokból. A szerkezet nélküli (massive) alsó egységek nagyméretű juvenilis fragmentumokban gazdagok, jelezvén a magma jelentős magmás töredezését (magmatic fragmentation) a kitörések kezdeti szakaszában. E képződményekre vékonyrétegzett vulkanoklasztit üledék települ mely blokkszerű vulkáni

üveg töredékekben (blocky glassy shards) gazdag, jelezvén a magma töredezésének egyre erősebb hidromagmás jellegét. A lávaszökőkutak központjában vízalatti ún. "vízmentes" környezetek alakulhattak ki, melyek sült, lávafröccskúpok kialakulásához vezethettek. WHITE (1996) a Pahvant Butte (Hopi Butte, Arizona) tanulmányozásával átfogó modellt alkotott a vízalatti explozív vulkanizmus során keletkező különböző vulkanoklasztit üledékek értelmezésére. A Pahvant Butte egy kb. 100 méternél sekélyebb tóban született, ahol a korai robbanásos szakaszban egy vízszintesen vékonyrétegzett vulkanoklaszt rétegsor rakódott le a kitörési központ körül. E rétegek igen gazdagok vízszintes szállításra utaló jelenségekben (kimosási



12. ábra. Vízalatti robbanásos kitörés által táplált sűrűség ár üledék rétegek jellegzetes turbidit ár rétegzettséggel az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Cape Saunders). A kép alsó részén masszív egység (M), majd egyre jellegzetesebben rétegzett sorozat következik. A kép felső részén a rétegzés elmosódik valószínűleg a hullámzásnak köszönhetően (H). A nyíl vízkilépési csatornákat jelöl. Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 12. Subaquaeous eruption fed density current turbidity deposit from the Otago Peninsula, New Zealand (Cape Saunders). Note the massive (M) structure of the deposit in the bottom of the sequence, and the well bedded upper part and the wavy, diffuse characteristic (H) of the top due to wave movement. The arrows show water escape pipes Photo: U. MARTIN 1999

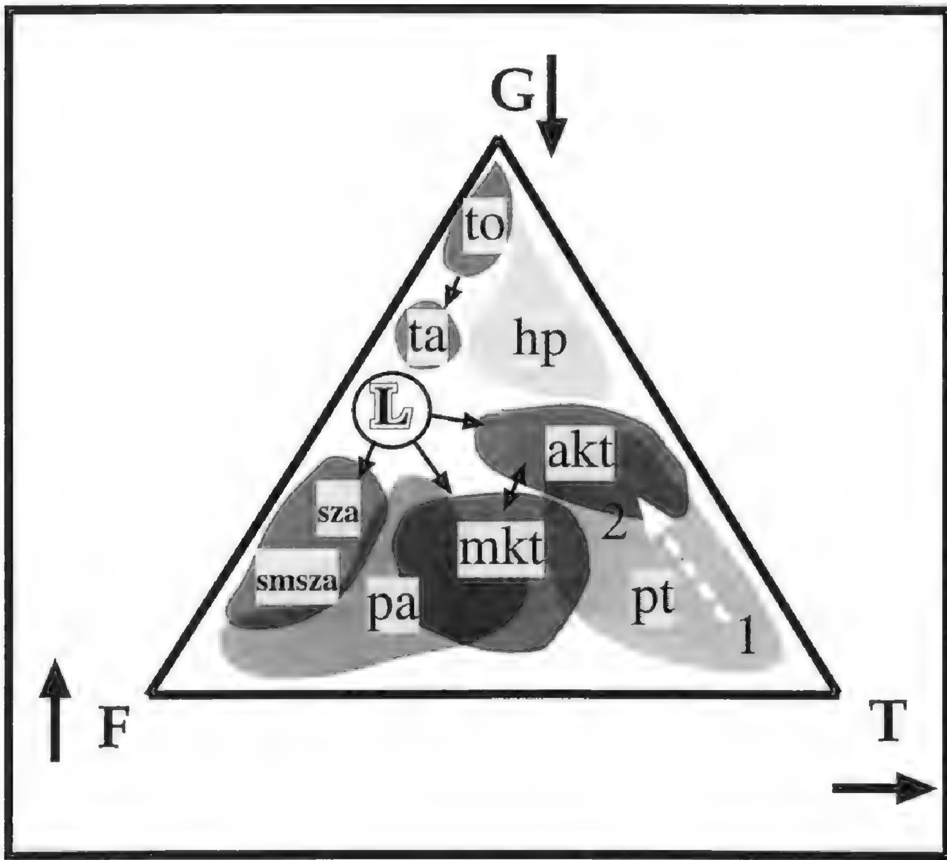
csatornák, keresztrétegzés, keresztlamináció). Az ismétlődő robbanások hatására híg, turbulens gravitációs tömegárak indultak ki a kitörési központtól körkörös irányba. Az egyes tömegárimpulzusok hasonlatosak lehettek a Surtsey vulkán tefra kilövelléseihez (tephra jets) (THORARINSON 1967). A folyamatos kitörések hatására a felépülő vulkanoklasztit sorozat egyre sekélyebbvízi környezetet teremtett az újabb kitörésekhez, mely egy összetett vulkanoklasztit sorozat kialakulásához vezetett, egyre gyakoribb alacsony amplitudójú dűneszerkezetekkel. Hasonló vízalatti kitörések által táplált tömegárak kialakulását írták le a Mono Lake, Black Point (Kalifornia) vulkánjánál, ahol a kialakuló vulkanoklasztit üledékek jellegzetes, egyirányú szállítást mutatnak. A vulkanoklasztit üledékek e tulajdonsága alapján a víztömeg (ahol a vulkán kitörés történt) erős fenékáramlására következtettek (CHRISTENSEN & GILBERT 1964).

A harmadik csoportba azon üledékképző és -szállító rendszerek tartoznak, melyek nagykiterjedésű vízalatti lávamezőkkel hozhatók kapcsolatba, ahol az olvadék robbanásos töredezése (explosive fragmentation) nem jelentős, a töredezés elsősorban az olvadék hirtelen megdermedésével keletkező vulkáni üveg mechanikai töredezésével szabályozott (dynamo-thermal quenching and spalling). A lávafelszínen képződő buborékok szétrobbanásából származó hialoklasztit törmelék a tengeráramlatok hatására a lávamező körül rétegzett üledékként rakódik le (pl., SMITH & BATIZA 1989).

WHITE (in press) új osztályozási rendszerében egy újabb elem is fontos hangsúlyt kap. Különösen a Pahvant Butte (WHITE 1996) tanulmányozása során derült fény arra, hogy vízalatti környezetben, kürtőközeli helyzetben, olyan fizikai környezet alakulhat ki, melyben a kitörési felhő teljesen vízmentes képes maradni. Ebben a vízmentes közegben a visszahulló nagyméretű bombák, blokkok, jelentős méretű becsapódási krátereket (impact sags) hozhatnak létre, hasonlatos üledékszerkezettel, mint a szárazföldi körülmények között keletkezett alapi torlóár (base surge) üledékekhez kapcsolódóan ismertek (SCHMINCKE 1977; FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezen vízmentes zónák üledékei horizontálisan a második csoportba tartozó, kitörés által közvetlenül táplált vulkanoklaszt sűrűség árak (eruption fed volcaniclastic density currents) üledékeivel fogazódnak össze, jelezvén a rendszer keveredését a vízzel.

Összefoglalás

A robbanásos vulkáni folyamatokat és azok üledékeit vízalatti környezetben, a normál klasztikus üledékképződési környezetekre jellemző szállító közegek leírásánál használt módszerekkel írhatjuk le és értelmezhetjük. A normál klasztikus üledékképződési környezetekhez képest a vulkanoklasztos környezetekre a nagyobb kinetikus energia, az alacsonyabb hőmérséklet és a nagyobb sűrűség variabilitás a jellemző, mely alapvető szedimentológiai különbségként jelenhet meg a rétegsorban. Egy üledékképző közeg és az abból lerakódó üledékek tulajdonságait háromszögdiagramon ábrázolhatjuk, három lényeges faktor kiemelésével (*13. ábra*). E három faktor a szemcsékre ható fő erők, (1) a gravitáció



13. *ábra.* Diagram a különböző típusú gravitációs tömegfolyásokat működtető erők bemutatására. Jelek a 9. ábrán használt jelekkel azonos jelentésűek. to – törmelék omlás, csúszás; hp – hullott piroklasztit; pt – piroklasztit torlóár; L – likvidizáció (liquidization); F – fluidizáció; G – gravitáció; T – traction szállítás

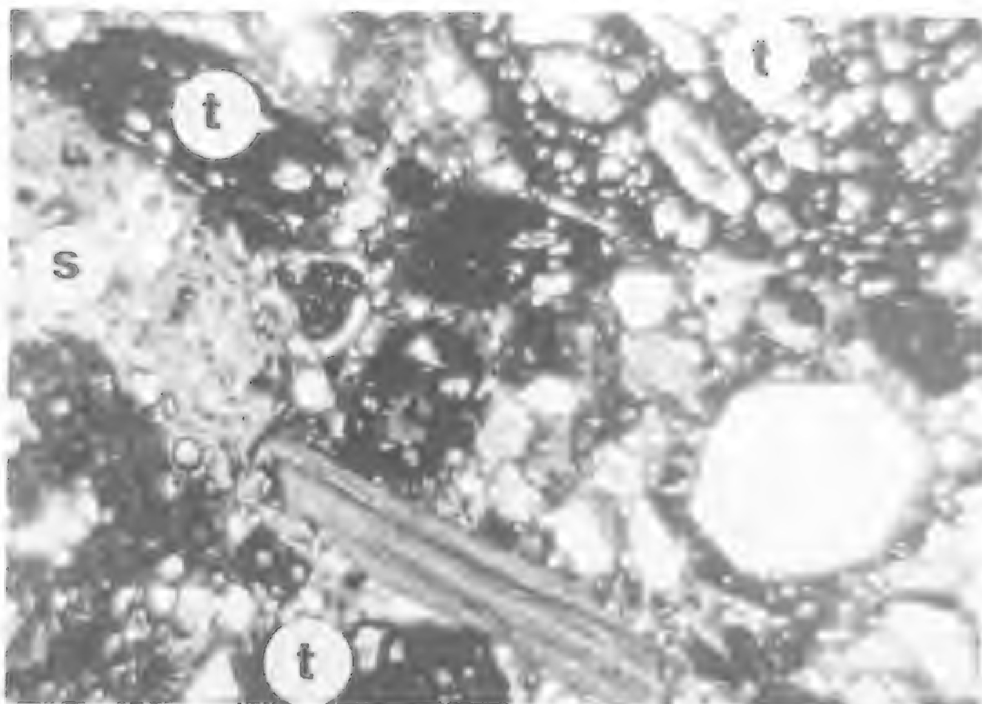
Fig. 13. Diagram for representing of forces driving different gravity currents (mass flows). The symbols are the same as it shown on the Fig. 9). to – debris fall; hp – pyroclastic fall; pt – pyroclastic surge; L – liquidization; F – fluidization; G – gravity; T – traction

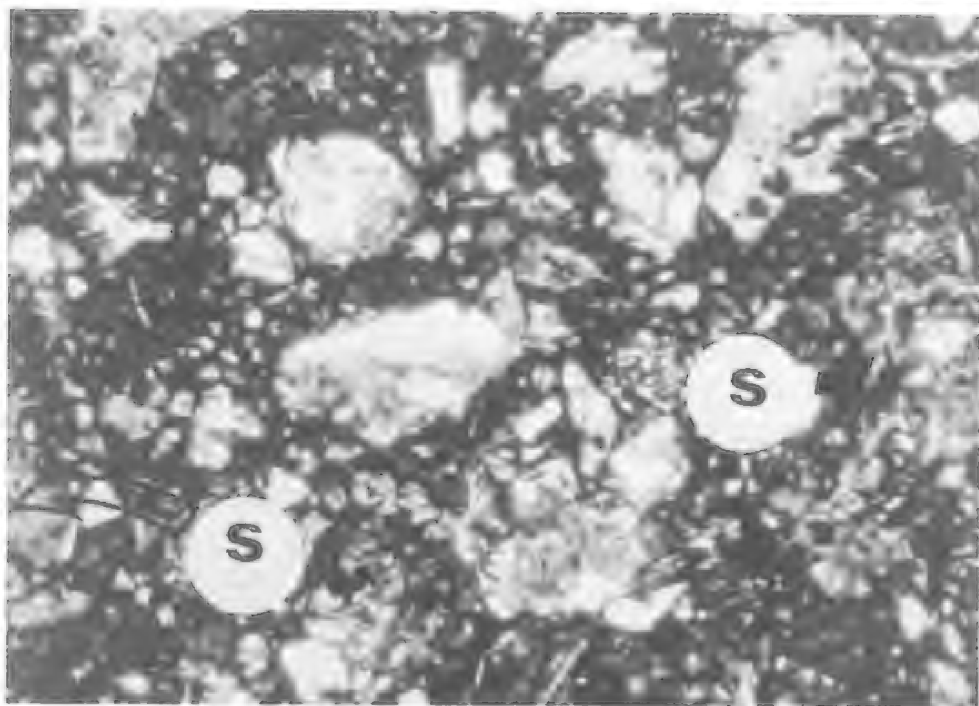
(gravity), (2) a fluidizáció (fluidisation) és a (3) nyírás, "vonszolódás" (traction), mely a szemcsék vonszolódásos szállításaban játszik szerepet. A gravitáció a szállító közegben a szemcsékre lefelé ható erő. A fluidizáció a rendszerből távozó fluidumok felfelé áramlásával kapcsolatos erő, mely a szemcséket a szállító közegben igyekszik tartani. A nyíró erők a szemcsék vízszintes irányú mozgását szabályozzák. A fent említett háromszögdiagramon megpróbálhatjuk ábrázolni a korábban említett 3 fő elsődleges piroklaszt képző (és szállító) folyamatot a különböző áthalmozási folyamatok során lerakott üledékekkel együttesen. E rendszerben jól láthatók azok a különbözőségek, melyek abból adódnak, hogy a rendszer víztelített e (vízalatti környezet) vagy nem. Általában

megállapítható, hogy vízalatti közegben lerakódott vulkanoklaszt üledékek elkülönítése szárazföldi vulkanoklaszt üledékektől (*14. ábra*), nemcsak azok felismerésében, hanem azok pontos megnevezésében is jelentős nehézségeket jelentenek. Éppen ezért lényeges ezen üledékek vizsgálata a normál klasztikus üledékképző és szállító folyamatok leírásánál használatos módszerekkel. Mint WHITE (in press) kifejtette a vízalatti vulkáni folyamatokat és azok üledékeit alapvetően a magma töredezésének módja (robbanásos – magmás, hidromagmás – vagy nem-robbanásos töredezés) és a szállító közeg összetétele szabályozza (gáz vagy víz a szemcseközi tér). A keletkezett üledékek elnevezésében pedig célszerű használni a felismert szedimentológiai jellegek alapján a megfelelő klasztikus üledékföldtanban használatos kifejezéseket. E megközelítésben a korábban említett paradox helyzet is világosabbá válhat annak kérdésében, hogy mikor nevezhetünk egy üledéket piroklasztitnak, áthalmozott szin-eruptív vulkanoklasztitnak, vagy vulkanogén üledéknek. Többek között a vízalatti környezetben lerakódó vulkanoklaszt üledékek értelmezésében fontosabb annak megállapítása, hogy az üledék közvetlenül az adott kitörési központból kiinduló "vulkanoklaszt" szállító közegből, vagy egy már korábban lerakódott üledék újramozgatásával kialakult gyakran azonos fizikai tulajdonságú szállító közegből rakódott e le, függetlenül attól, hogy a két szállító közeg azonos feltételeket biztosított a szállítás során s nagy valószínűséggel a létrejövő üledék szedimentológiai jellegei hasonlatosak. Ebben az esetben a magma töredezésének a módja fontosabb kérdés. E terminológiai sokszínűség egyértelműsítésére javaslat WHITE (in press) ajánlása a kitörés altal közvetlenül táplált sűrűség árak, mint fogalom bevezetésére.

14. ábra. → a) Szárazföldi robbanásos kitörés által keletkezett piroklasztit torlóár üledék vékonycsiszolati képe, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület, Szigliget. A minta jelentős mennyiségű tachylit szemcsét tartalmaz (t), jelezvén az olvadék "lassúbb" hűlését a levegőn keresztül történt szállítás során. A sziderомelán (s) szemcsék (a freatomagmás kölcsönhatást jelzik) alárendeltebbek, de hólyagüregtartalmuk jelentős;
b) Vízalatti robbanásos kitörés által közvetlenül táplált sűrűség ár üledék vékonycsiszolati képe az Otago-félszigetről, Új-Zéland (Mount Charles). A minta nem tartalmaz tachylit szemcséket, a sziderомelán (s) szemcsék frissek, töréses szerkezetűek (a szemcsék hólyagossága valószínűleg a magma eredeti gáztartalmával lehet összefüggésben). Foto: U. MARTIN 1999

Fig. 14.→ a) Subaerial pyroclastic surge (base surge) deposit in thin section (Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Szigliget). Note the high amount of highly vesicular tachylite fragments representing airbone transportation, "slow" cooling during the transportation. The sideromelane (sz) fragments (representing phreatomagmatic interaction) are in less amount, but still relatively highly vesiculated;
b) Subaquaeous eruption fed density current deposit in thin section from the Otago Peninsula, New Zealand (Mount Charles). There are no tachylite fragments in the sample, but rich in fresh, angular sideromelane (s) (the vesiculation of sideromelane most likely related to the gas content of the magma in this special case). Photo: U. MARTIN 1999


t
t
s
t


s
s

Köszönetnyilvánítás

A cikk összeállításában az ELTE II Peregrinatio és a Pro Renovanda Culturae Hungaria Diákok a Tudományért Alapítvány ösztöndíjával támogatott új-zélandi tanulmányutam (Otago Egyetem, Dunedin, Új-Zéland) nagy segítséget jelentett, ezért köszönettel tartozom. Hasonló köszönettel tartozom Ulrike MARTINnak (Otago Egyetem, Dunedin, Új Zéland) a vízalatti vulkanizmus tanulmányozásában való terepi tapasztalatok elsajátításáért és a számos közreadott fotóért. Köszönettel tartozom a tanulmány lektorainak (ILKEYNÉ PERLAKI Elvira, és KARÁTSON Dávid) valamint a technikai szerkesztőnek PIROS Olgának a számtalan javaslatért.

Irodalom – References

APPLEGATE, B. & EMBLEY, R. W. 1992: Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge. – *Bull. Volc.*, **54**, 447–458.

BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, B. P. 1992: A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrite. – *Bull. Volcanol.*, **54**, 504–520.

BULL, S. W. & CAS R. A. F 1991: Depositional controls and characteristics of subaqueous bedded volcaniclastics of the Lower Devonian Snowy River Volcanics. – *Sedimentary Geol.*, **74**, 189–215.

BUSBY-SPERA, C. J. 1986: Depositional features of rhyolotic and andesitic volcaniclastic rocks of the Mineral King submarine caldera complex, Sierra Nevada, California. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 43–76.

BUSBY-SPERA, C. J. & WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. – *Bull. Volc.*, **49**, 765–775.

CAS, R. F. F. & WRIGHT, J. V. 1987: Volcanic successions. – Chapman and Hall, London 528 p.

CAS, R. A. F., LANDIS, C. A. & FORDYCE, R. E. 1989: A monogenetic, Surtla-type, Surtseyan volcano from the Eocene-Oligocene Waiareka-Deborah volcanics, Otago, New Zealand: a model. – *Bull. Volc.*, **51**, 281–298.

CAS, R. A. F., MONAGHAM, J. J. & KOS., A. 1998: Simulating the entry of pyroclastic flows into the sea. Particulate Gravity Currents conference, University of Leeds, UK, Abstract, p. 22.

CHRISTENSEN, M. N. & GILBERT, C. M. 1964: Basaltic cone suggest constructional origin of some guyots. – *Science*, **143**, 240–242.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H-U. 1984: Pyroclastic rocks. Springer - Heidelberg, 472 p.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H-U. 1994: Volcanic sediment transport and deposition. – In: PYE, K, (ed): *Sedimentary Processes*, Blackwell Oxford, 349–386.

FISKE, R. S. & MATSUDA, T. 1964: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. – *Am. J. Sci.*, **262**, 76–106.

FORNARI, D. J. 1986: Submarine lava tubes and channels. – *Bull. Volc.*, **48**, 291–298.

FRIDLEIFSSON, I. B., FURNES, H. & ATKINS, F. B. 1982: Subglacial volcanics - on the control of magma chemistry on pillow dimensions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, 84–117.

HANSON, R. E. & WILSON, T. J. 1993: Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 247–264.

HONNOREZ, J. & KIRST, P. 1975: Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. – *Bull. Volc.*, 441–465.

JONES, J.G. & NELSON, P.H.H. 1970: The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphic significance. – *Geol. Mag.*, **107**, 13–19.

KANO, K., ORION, G.J. & KANO T. 1994: A hot Miocene subaqueous scoria-flow deposit in the Shimane Peninsula, SW Japan. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**, 1–14.

KAWACHI, Y. & PRINGLE, I .J. 1988: Multiple-rind structure in pillow lavas as an indicator of shallow water. – *Bull. Volc.*, **50**, 161–168.

KOKELAAR, P. 1983: The mechanism of Surtseyan volcanismm. – *J. Geol. Soc. London*, **140**, 939–944.

KOKELAAR, P. & BUSBY, C. 1992: Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. – *Science*, **257**, 196–200.

LOWE, D. R. 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. – *J. Sediment. Petrol.*, **52**, 279–297.

MANDEVILLE, C. W., CAREY, S., SIGURDSSON, H. & KING, J. 1994: Paleomagnetic evidence for high temperature emplacement of the 1883 subaqueous pyroclastic flows from Krakatau Volcano, Indonesia. – *J. Geophys. Res.*, **99**, B5, 9487–9504.

MARTIN, U. 1998: Melting and mingling of phonolitic pumice deposits with intruding basaltic dikes: an example from the Otago peninsula, New Zealand. IAVCEI 98, Cape Town, South Africa, abstract, p. 40.

MARTIN, U. & WHITE, J. D. L. 1999: Depositional mechanisms of density current deposits from a submarine vent at the Otago Peninsula, New Zealand. – *IAS. Publ.*, (submitted)

MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1996: Volcanic textures. University of Tasmania, 198 p.

MUELLER, W. & WHITE, J. D. L. 1992: Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 MA Hunter Mine Group, Quebec, Canada. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 117–134.

RITTMAN, A. 1962: Volcanoes and their activity – John Wiley and Sons, New York, 305 p.

SCHMINCKE, H-U 1967: Fused tuff and peperites in south-Central Washington. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, 319–330.

SCHMINCKE, H-U. 1977: Phreatmagmatische Phasen in quartaeren Vulkanen der Osteifel. – *Geol. Jb.*, **A39**, 3–45.

SMITH, T. L. &. BATIZA, R. 1989: New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits. – *Bull. Volc.*, **51**, 96–114.

SOHN, Y. K 1996, Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**, 1199–1211.

STAUDIGEL, H. & SCHMINCKE, H-U. 1984: The Pliocene seamount series of La Palma\Canary Island. – *J. Geophys. Res.*, **89, B13**, 11195–11215.

STOW, D. A. V. 1986: Deep clastic seas. – In: READING, HG, (ed): *Sedimentary environments and facies.* – Blackwell Scientific Publ., Oxford, 399–444.

THORARINSON, S. 1967: Surtsey. The new island in the North Atlantic. – The Viking Press, New York, 47 p.

VALENTINE, G. A. 1987: Stratified flow in pyroclastic surges. – *Bull. Volcanol.*, **49**, 616–630.

WHITE, J. D. L 1996: Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). – *Bull. Volcanol.*, **58**, 249–262.

WHITE, J. D. L. 1997: Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 155–170.

WHITE, J. D. L., in press, Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits.

WHOLETZ, K. H. & SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic explosions II., Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. – *Am. J. Sci.*, **283**, 385–413.

YAMAGISHI, H. 1985: Growth of pillow lobes - Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. – *Geology*, **13**, 499–502.

A kézirat beérkezett: 1998. 10. 26.

Földtani Közlöny 129/3, 445–450 (1999) Budapest

Búcsú NAGY Elemértől[1]

BREZSNYÁNSZKY Károly



NAGY Elemér annak a sikeres geológus nemzedéknek volt kiemelkedő tagja, amelyik 1956-ban szerezte meg diplomáját az Eötvös Loránd Tudományegyetemen, és amelyik évtizedeken keresztül a hazai földtani kutatás meghatározó, irányító egyéniségeit adta.

Pályafutását geológus gyakornokként a Kőolajkutató és Fúró Vállalat abonyi kirendeltségén kezdte, de 1957-ben már a Magyar Állami Földtani Intézetbe került, ahol 1994-ben történt nyugdíjazásáig dolgozott.

Az Intézetben, a meginduló mecseki részletes térképezésben a hegység egyik legizgalmasabb képződményegyüttesének, a triász képződményeknek a felvételét kapta feladatul. 1958 és 1964 között számos publikációban számolt be itt végzett munkájának eredményeiről. Ezek az eredmények részben ősléнytani, részben rétegtani megfigyelésekből születtek, többek között a werfeni képződmények faunáját, szedimentológiáját dolgozta fel. Elsőként publikált adatokat a mecseki alsó-triász levéllábú rákokról, s érdekes megfigyeléseket végzett a viszonylag faunaszegény triász mészkőképződmények mikrofaunájára vonatkozóan is. Térképező munkája eredményeként részben tízezres léptékű, részletes földtani térképek készültek el, és jelentek meg a hegységről, részben pedig – mintegy a tevékenység lezárásaként – példaértékű monográfiában foglalta össze 1968-ban a mecseki triász képződményekről rendelkezésünkre álló ismereteket.

A Mecsek mezozoos rétegtanának kíváló ismerőjeként a triász képződményekre települő kőszéntelepes összlet elterjedésével, települési viszonyaival is részleteiben foglalkozott: 1967-ben elkészítette a Keleti-Mecsek kőszén-prognózis térképét, amely az egyik első ilyen típusú munka volt a hazai ásványi nyersanyagkutatás történetében. Évekkel később ennek a prognózistérképnek felhasználásával került sor a Máza-Dél-i reménybeli kőszénterület fúrásos feltárására, s az itt feltárt jelentős szénvagyon-tartalék jelentősége is hozzájárult ahhoz, hogy munkáját a legmagasabb állami kitüntetéssel, Állami Díjjal jutalmazták.

[1] BREZSNYÁNSZKY Károlynak, a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatójának 1998. június 26-án elhangzott búcsúbeszéde dr. NAGY Elemér temetésén

A mezozoos képződmények iránti érdeklődése vonzotta a Dél-Dunántúl másik hegységének, a Villányi-hegységnek a kutatásában való részvételhez is, ahol hosszú évtizedek óta hiányzó adatokat és eredményeket pótolt NAGY István kollégájával közösen elkészített, a hegység triász képződményeiről írott nagylélegzetű tanulmánya.

Dél-dunántúli munkásságának eredménye az 1963-ban megszerzett egyetemi doktorátus, majd az 1968-ban elért akadémiai kandidátusi fokozat.

1972-ben őt bízták meg a Magyar és a Kubai Tudományos Akadémiák közös geológiai térképező csoportjának vezetésével. Eltökélt következetességgel szervezte, irányította, végezte a munkákat, teremtette meg sokszor igen nehéz körülmények között a munkavégzés feltételeit. Igazi szellemi irányítója volt a munkálatoknak, elsőként alkotta meg a térképezett terület fejlődésének lemeztektonikai koncepcióját és szerkezeti egységeinek szintézisét. Munkáját a Kubai Tudományos Akadémia kitüntető oklevéllel, a Magyar Tudományos Akadémia a Munka Érdemrend ezüst fokozatával ismerte el.

Dr. NAGY Elemér Kubából visszatérve, 1979-től az Északmagyarországi Osztály munkáját irányította.

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani reambulációjának előkészítése keretében a Szlovák–Magyar határmenti együttműködés szervezésével, egy előadássorozat létrehozásával indította el a határ két oldalára eső geológiai egység közös problémamegoldását. Ennek a munkának a szakmai vezetésére megnyerte BALOGH Kálmán professzort, és kettejük irányítása alatt született meg a terület új szemléletű földtani térképe (1988).

Nagy figyelemmel fordult fiatal kollégái felé, maximális önállóságot biztosított a terepi munkában, de kiváló megfigyelésekkel tarkított rendszeres ellenőrzései serkentették a gondos és pontos munkavégzést. Nagyra értékelte az önálló, eredeti gondolatokat, támogatta azok kibontakozását.

Az Aggtelek–rudabányai térképezés befejeztével ismét elindította a Bükk és Szendrő–Uppony újrafelvételének, átértékelésének programját a bizonyítást nyert új földtani alapokon (takarós szerkezetű mezozoikum, fiatal vízszintes eltolódások).

Mint osztályvezető, később a Térképezési Főosztály vezetője, részt vett az Országos Alapszelvény Program irányításában is, nagyban elősegítve a pótolhatatlan földtani értékek védelmét.

A Mátra metallometriai felvételét is az ő vezetésével végezték, s szakmai segítőtársnak itt is a legjobbat, VARGA Gyulát sikerült megnyernie, aki a területet, annak problémáit vitathatatlanul a legjobban ismerte. Az eredmények feldolgozásában is részt vett, szakavatott kézzel választva meg a leginkább megfelelő módszert, az eredményekhez vezető legegyenesebb utat.

Főosztályvezetőként folyamatosan szervezte és irányította az Intézet expedíciós tevékenységét, koordinálta a nemzetközi szakértői és időszakos megbízásokat, keresve és megtalálva a megfelelő embereket, vezetőket és munkatársakat.

Részese volt Magyarország egységes tektonikai térképe megszerkesztésének is (1987), ahol nem mindig vita nélkül tudta az új térképezési eredményeket elfogadtatni, a térkép tartalmába építtetni.

Közel 100 publikációja mellett számos földtani térképet és 73 kéziratos jelentést készített.

Szakmai–társadalmi tevékenysége nem csak az intézeti, hanem a hazai kereteket is meghaladta: 1980-tól tagja volt a Magyarhoni Földtani Társulat Választmányának, valamint a Magyar Tudományos Akadémia Miskolci Akadémiai Bizottsága Munkacsoportjának, munkabizottságot vezetett a Szocialista Akadémiák IX. Probléma Bizottságában és a Kárpát–Balkán Geológiai Asszociációban, ellátta a magyar képviseletet a DANREG Tanácsban. Tagja volt az Intézet Tudományos Tanácsának, szakreferense az Intézet Évi Jelentés köteteinek.

NAGY Elemér hallgatag ember volt, aki ritkán nyílt meg a kollégái felé, nagyon kevesen voltak, akik igazán ismerték, mégis mindenki szerette és tisztelte. Személyében egy kedves barát, megbecsült munkatárs, kiváló szakember távozott körünkből. Eltávozott csendesen, mint amilyen a lénye volt, de betöltetlen űrt hagyott maga után. Szerény volt, ugyanakkor másokért kemény harcoktól sem riadt vissza.

NAGY Elemér publikációinak jegyzéke

– 1957: A Pápai Bakony Hippuriteseket tartalmazó mészkőfajtáinak likacsossága. – *Földtani Közlöny*, **87/1**, 78–80

– 1957: Autigén breccsaképződés a Pápa környéki felsőkréta üledékösszletben. – *Földtani Közlöny*, **87/3**, 346–347.

– 1958: Szemcsenagysági vizsgálatok vékonycsiszolatban. – *Földtani Közlöny*, **88/1**, 111–118.

– 1959: A Mecsek hegység alsówerfeni képződményeinek faunája. – *Földtani Közlöny*, **89/3**, 317–320.

HETÉNYI R., NAGY E. & WEIN Gy.1959: A Mecsek hegység és a Villányi- hegység mezozoikuma. – Kirándulásvezető a Magyarországi Mezozoos Konferencia résztvevői számára. 47–65.

– 1960: A Mecsek hegység mezozoos Phyllopodái. – *Földtani Közlöny*, **90/1**, 137–141.

– 1961: A Mecseki triász áttekintése. – *MÁFI Évkönyve*, **49/2**, 295–302.

LÁDA Á. & NAGY E. 1962: Rétegazonosítás a Pécs- vasasi kőszénvonulatban Phyllopoda fajok alapján. – *MÁFI Évkönyve*, **49/4**, 861–868.

Á. LÁDA & E. NAGY 1962: Correlation de couches dans la chaine houillere de Pécs-Vasas (Montagne Mecsek) par le moyen des especes de Phyllopoda. - *MÁFI Évkönyve*, **49/4**, 1073–1082. 3 t.

– 1962: Cardinia hofmanni Böckh et Vadász. – *Földtani Közlöny*, **91/4**, 450–451.

– 1964: A Mecsek hegység werfeni képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentés* **1961/I**, 23–34.

– 1964: Foraminiferák a Mecsek hegységi anizuszi mészkőből. – *Földtani Közlöny*, **94/2**, 246.

– 1964: A Pécs környéki alsótriász kőszénösszlet kifejlődési típusai az Andrásaknai alapszelvényben. – *MÁFI Évi Jelentés* **1961/I**, 35–38.

– 1964: A mecseki felső- triász kérdés jelenlegi állása. – *MÁFI Évi Jelentés* **1962.** 13–18.

– 1965: Az üledékvizsgálat újabb laboratóriumi módszerei. – Felsőoktatási jegyzetellátó, Mérnöki Továbbképző Intézet előadássorozatából: **4419.** Bp. 1–20.

NAGY I. & NAGY E. 1965: Völgyiránystatisztikai vizsgálatok a Mecsekben. – *Földrajzi Értesítő*, **14/1**, 147–148.

– 1965: A földtani anyagvizsgálat szervezeti helyzete, módszerei és fejlesztési irányai Magyarországon. – *Földtani Kutatás*,**8/2.** 63–66.

NAGY E., NAGY G. & SZÉKY F. 1967: A Budaörs 1. sz. alapfúrás. – *MÁFI Évi Jelentés* **1965.** 289–303.

NAGY E. & HÁMOR G. 1966: Magyarázó Magyarország földtani térképéhez 10 000-es sorozat. Pécsbányatelep. MÁFI, 32 p. 1 t.

– 1967: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. Kandidátusi értekezés tézisei. Bp. 7 p.

NAGY E., NAGY G. & SZÉKY F. 1967: A Budaörs- 1. sz. alapfúrás. Basisbohrung Budaörs – *MÁFI Évi Jelentés* **1965.** 289–303.

HÁMOR G., NAGY E. & FÖLDI M. 1968: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10 000-es sorozat. Pécs-Meszes. MÁFI, 54 p.

– 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. Triasbildungen des Mecsek-gebirges. – *MÁFI Évkönyve,* **51/1,** 1–198. 14 p. 13 t.

NAGY E. & RAVASZNÉ dr. BARANYAI L. 1968: Tufás kaolinit és sziderittelepek a mecseki ladini összlet alján. - *Földtani Közlöny,* **98/2,** 213–217.

– 1969: Előszó. - Vorwort. In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan. – *MÁFI Évkönyve,* **51/2,** 245–248.

– 1969: Megismeréstörténet.- Historisches. In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan. – MÁFI Évkönyve, **51/2,** 249–259.

Nagy E. & Nagy J. 1969: Rétegtan. – Stratigraphie. In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan. – *MÁFI Évkönyve,* **51/2,** 261–287.

– 1969: Ősföldrajz. - Palaogeographie. In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan. – *MÁFI Évkönyve,* **51/2,** 289–317.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M., KONDA J., NAGY E. & NAGY L-né 1969: A Földtani Intézet laboratóriumai. 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet, Bp. Műszaki Könyvkiadó. 266–274.

M. FÖLDVÁRI-VOGL, J. KONDA, E. NAGY & Esz. NAGY: Laboratories of the Hungarian Geological Institute. In: One hundred years of the Hungarian Geological Institute. Bp. Műszaki Könyvkiadó. 245–253.

FÜLÖP J., GÉCZY B., KONDA J. & NAGY E. 1969: Földtani kirándulás a Dunántúli Középhegységben, a Mecsek hegységben és a Villányi- hegységben. Kirándulásvezető. – MÁFI kiadvány

– 1970: Der Unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Facies im Mecsek-Gebirge (Ungarn). – *MÁFI Évkönyve,* **54/2,** 155–159.

E. NAGY & I. CSALAGOVITS. 1970: Geochemische Untersuchung der Seiser Schichtenfolgen Transdanubiens. IX th. congress of the Carpatho- Balkan Geological Assotiation, Vol. **4,** 33–46.

E. NAGY, Gy. RADÓCZ 1970: Principes de la rédaction des cartes de pronostic de charbon publiées par l 'Institut Geologique de Honrie. – *Acta Geologica,* **14,** 459–463.

NAGY E. & FORGÓ L. 1970: Magyarázó és a fúrások összesítőtáblázata a Keleti- Mecsek feketekőszénösszletének prognózistérképéhez. – MÁFI kiadvány. 97 p.

– 1971: Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentés* **1969.** 653–657.

– 1971: A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából. – *MÁFI Évi Jelentés* **1969.** 583–586.

DETRE Cs. & NAGY E. 1971: Asteroidea a bakonyi alsó triászból. – *Őslénytani Viták* **18,** 89–94. 2 t.

– 1971: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Teleptan: Előszó. – *MÁFI Évkönyve,* **51/3,** 5–6.

– 1971: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Teleptan: Kőszénindikációk. – *MÁFI Évkönyve,* **51/3,** 163–166.

– 1971: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Teleptan: A kőszénminőség változásának törvényszerűségei. – *MÁFI Évkönyve,* **51/3,** 169–173.

– 1971: Gesetzmassigkeiten der Veranderungen der Kohlenqualitat. – *MÁFI Évkönyve,* **51/3.** 213–215.

– 1971: Prognostische Vorrate. – *MÁFI Évkönyve,* **51/3,** 233–235.

– 1971: A Mecsek– hegység alsóliász kőszénösszlete. Teleptan: Prognosztikus készletek.– *MÁFI Évkönyve,* **51/3,** 199–201.

– 1972: Vizsgálataink a Kőszegi– hegységben. – *MÁFI Évi Jelentés* **1970.** 197–207.

– 1972: Der Stand der Vorschungen im Bereich des Palaozoikums in Ungarn. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt,* **1972/2,** 199–213.

– 1972: Áttekintő földtani térképezés Kubában. – *Földtani Kutatás,* **1972,** 68–70.

– 1972: Perfil transversal esquematico de Oriente desde el punto de vista de la tectonica de placas. – Actas, Cuba. **1972,**. 63–67.

E. NAGY. & Gy. RADÓCZ 1973: Rocas hornfelsizadas en Oriente septentrional. – Actas, Cuba.

E. NAGY. & D. P. COUTIN 1974: Rocas semipreciosas de Oriente. – Actas, Cuba.

E. NAGY. & D. P. COUTIN 1974: Tierva diatomacea de Oriente. – Actas, Cuba.

NAGY E. & NAGY I. 1976: A Villányi– hegység triász képződményei. – *Geologica Hungarica Series Geologia,* **17,** 111–227.

– 1976: Map of Metamorphites of the Carpatho– Balkan– Dinaride Area, 1: 1 000 000

D. P. COUTIN & E. Nagy 1976: Rocas diatomiticas en Oriente. Academia de Ciencias de Cuba, Serie Geologica, la Habana. **25**, 9–11.

G. L. FRANCO, Gy. RADÓCZ & E. NAGY 1977: Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligomioceno hasta el Reciente en la region oriental de Cuba. – Abstracts of the 8 th Carribean Geol. Conf. Curazao, 44–54.

G. L. FRANCO, E. NAGY & Gy. RADÓCZ 1978: Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligoceno hasta el Reciente en la region oriental de Cuba. – *Geologie en Mijnbouw*, **57/2**, 173–177.

HAJÓS M., NAGY E. & Gy. RADÓCZ 1980: Diatomák Kuba ÉNy– i partszegélyéről. – *MÁFI Évi Jelentés* **1978**. 437–483.

Gy. RADÓCZ, M. HAJÓS & E. NAGY 1980: Diatomeas de la zona sublitoral de Cuba noroccidental. – *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, **2**, 68–74.

D. P. COUTIN & E. NAGY 1980: La teledeteccion en el estudio de la estructura semicircular del sur de Holguin (zona oriental de Cuba). – *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, **2**, 43–51.

DONIS P. COUTIN, E. DUDICH & E. NAGY 1981: Caracteristicas de las acumulaciones bauxiticas en la Provincia de Guantanamo, Cuba. – Informe Cientifico– Tecnico, **153**, 34 p.

J. BÓNA & E. NAGY 1981: Nannoplancton de las secunencias terrigenas del Cretácico Superior de la region oriental de Cuba. – Ciencas de la Tierra y del Espacio, **3**, 31–35.

FRANCO, G. L., Gy. RADÓCZ & E. NAGY 1981: Contribution to the study of fossil coral facies development in Eastern Cuba.– *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, **24/2–4**, 257–264.

J. BÓNA & E. NAGY 1982: Nannoplancton from the Micara Member of the La Picote Formation, E Cuba. – *MÁFI Évi Jelentése* **1980**. 583–592.

Gy. RADÓCZ, E. NAGY, A. TORRE & S. MIHÁLY 1982: Contributions to the knowledge of Upper Cretaceous fossils in E Cuba. A revizion of the Monte Alto Formation. – *MÁFI Évi Jelentése* **1980**. 593–615.

F. FORMELL & E. NAGY 1983: Anteproyecto del Codigo Estratigráfico de Cuba. – *Geoinformativa, La Habana*, **1**, 1–62.

– 1983: Északmagyarországi kutatási feladataink és végrehajtásuk helyzete. – *MÁFI Évi Jelentése* **1981**. 45–49.

– 1983: Ensayo de las zonas estructuro– faciales de Cuba Oriental. – Contribucion a la Geologia de Cuba Oriental, Edit. Cientifico – Técnica, la Habana, 9–16.

E. NAGY & K. BREZSNYÁNSZKY 1983: La depresion paleogénica de Baracoa–Mota. – En: Contribucions a la Geologia de Cuba Oriental, Edit. Cientifico– Técnica, la Habana, 134–137.

Gy. RADÓCZ & E. NAGY 1983: Manifestaciones carboniferas en la molasa del Crétácico Superior de Cuba Oriental. – Edit. Cientifico– Técnica, la Habana, 186–191.

Gy. RADÓCZ & E. NAGY 1983: Algunas novedades paleontológicas de Cuba Oriental. – En: Contribucion a la Geologia de Cuba Oriental, Edit. Cientifico– Técnica, la Habana, 199–205.

M. KASSAI & E. NAD ' (NAGY)1984: Mezozojszkije obrazovanija Vengrii. Mezozojszkie edinicü poszescsaenüe ekszkursziej Gorü Mecsek. Mezsdunarodnij Geologicseszkij Kongressz XXVII. Szesszija Ekszkurszija **104**. Vengrija, Bp. 14–16. 1 t.

– 1984: Mezozojszkije obrazovanija Vengrii Naucs. Red.: E. NAD ' (NAGY): Mezsdunarodnij Geologicseszkij Kongressz XXVII. Szesszija Ekszkurszije **104**. Vengrija, Bp. 100 p. 1 t.

M. KASSAI & E. NAGY 1984: Mesozoic Formations in Hungary. Mesozoic units affected by the excursion. Mecsek Mountains. International Geological Congress XXVII th Session. Excursion **104**. Guidebook Hungary, Bp. 13–15. 1 t.

– 1984: Mesozoic Formations in Hungary. Reviewer: NAGY, E.: International Geological Congress XXVII th Session. Excursion **104**. Hungary, Bp. 92 p. 1 t.

– 1984: Geological Map of Hungary, (member of the editorial board). **80**. Geological Map of Hungary without the Terciary formations 1: 500 000

I. BILIK, B. GÉCZI, F. GÓCZÁN & E. NAGY et al. 1984: Mesozoic formations in Hungary. International Geological Congress XXVII th session,– Moskva USSSR, Excursion **104**. Bp.

KÓKAI A. & NAGY E. 1985: A Vajta 3. sz. vízkutató fúrás által feltárt Alsó– Triász rétegsor jelentősége. – *MÁFI Évi Jelentése* **1983**. 135–141.

E. NAGY & K. BREZSNYÁNSZKY 1986: Notas sobre el articulo del Lic. Jorge L. Cobiella Reguera: Propuesta de una unidad litoestratigráfica en el eoceno de Cuba Oriental. – Revista Mineria y Geologia, Cuba, 105–107.

– 1986: Expediciones de Levantamiento Geologico. In: Veinte Anos de Colaboracion geologica Cubano– Hungara. Bp. 39–46.

– 1987: Földtani térképező expedíciók (Geological mapping teams). In: A kubai– magyar földtani együttműködés története, (History of cuban– hungarian cooperation in the field of geology), *Földtani Kutatás*, **30/3**, 23–26.

Á. JÁMBOR, E. BALÁZS, K. BALOGH & E. NAGY et al. 1987: General caracteristcs of Pannonian s.l. Deposits in Hungary. Bp.

– 1985: Proceedings of the 8 th RCMNS Congress. – *MÁFI Évkönyv*, **70**, 155 p.

– 1987: MÉSZÁROS József emlékezete. – *MÁFI Évi Jelentése* **1985**. 65–71.

Társszerzőkkel 1988: Mapa geológico de Cuba, a escala 1: 250 000. Editado por la Academia de Ciencias de Cuba, Moscu

Társszerzőkkel 1989: The Tisza Superunit was Originally Part of the North Tethyan (European) Margin, IGCP: kiadvány

– 1990: Az Aggteleki karszt és a Rudabányai– hegység komplex földtani kutatása. – *MÁFI Évi Jelentése* **1988/I**, 31–33.

– 1990: A complex geological survey in the Aggtelek Karst and Rudabánya Mts, NE Hungary. – Annual Report of the Hungarian Geological Institute, **1988/I**, 32–51.

TÉRKÉPMAGYARÁZÓK

HÁMOR G. & NAGY E. 1966: Pécsbányatelep. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez 10 000– es sorozat. L– 34– 61– C– b– 4. – MÁFI, Bp. 32 p.

HÁMOR G., NAGY E. & FÖLDI M. 1968: Pécs– Meszes. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10 000– es sorozat. – MÁFI, Bp. 54 p.

FORGÓ L., FÖLDI M., NAGY E. & HÁMOR G. 1967: Pécs– Meszes. Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1: 10 000– es méretarányú földtani térképsorozatához. – MÁFI, Bp. 313 p.

NAGY E., HÁMOR G. & FÖLDI M. 1967: Pécs– Vasas. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10 000– es sorozat. – MÁFI, Bp. 38 p.

HÁMOR G., NAGY E. & FÖLDI M. 1968: Nagymányok. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10 000– es sorozat.– MÁFI, Bp. 39 p.

NAGY E. & HÁMOR G. 1969: Mánfa. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10 000– es sorozat. – MÁFI, Bp. 30 p.

TÉRKÉPEK

1. Szerkesztette HÁMOR Gézával 1963: Pécsbányatelep. (A Mecsek hegység földtani térképe) Magyarország földtani térképe 10 000– es sorozat L– 34– 61– C– b– 4 Észlelési térkép. 1: 10 000, – Budapest. 1964.
2. Szerkesztette HÁMOR Gézával 1963: Pécsbányatelep. (A Mecsek hegység földtani térképe) Magyarország földtani térképe 10 000– es sorozat L–34 –61 –C– b– 4 Földtani térkép 1: 10 000, – Budapest. 1964.
3. Szerkesztette HÁMOR Gézával és FÖLDI Miklóssal 1964: Pécs– Meszes. (A Mecsek hegység földtani térképe) Észlelési térkép 1: 10 000. – MÁFI, Budapest. 1966.
4. Szerkesztette HÁMOR Gézával és FÖLDI Miklóssal 1964: Pécs – Meszes. (A Mecsek hegység földtani térképe) Földtani térkép 1: 10 000. – MÁFI, Budapest.1966.
5. Szerkesztette HÁMOR Gézával és FÖLDI Miklóssal 1965: Pécs– Vasas. (A Mecsek hegység földtani térképe) Észlelési térkép 1: 10 000. – MÁFI, Budapest. 1966.
6. Szerkesztette HÁMOR Gézával és FÖLDI Miklóssal 1965: Pécs– Vasas. (A Mecsek hegység földtani térképe) Földtani térkép 1: 10 000. – MÁFI, Budapest. 1966.

Földtani Közlöny 129/3, 451–459 (1999) Budapest

Hírek, ismertetések

THE GEOLOGY OF TODAY - FOR TOMORROW
A MA GEOLÓGIÁJA - A HOLNAPÉRT

a Tudomány Világkonferenciája szatellit rendezvénye
1999. június 21–24.

HALMAI János[1]

A Magyarhoni Földtani Társulat alapítása 150 éves évfordulójának ünnepi rendezvénysorozatát zárta ez a nemzetközi konferencia. A Szervező Bizottság hármas feladatot tűzött ki célul, mikor felkérést kapott a konferencia megszervezésére: méltóképpen megünnepelni a Társulat jubileumát, csatlakozni a Tudomány Világkonferenciája tudományos eseményeihez, a kiválasztott témakörökben ismertetni a hazai - és megismerni a külföldi kutatási eredményeket. A konferencia szakmai célja a jövőbe tekintés volt. Mennyiben tud a geológia tudománya válaszolni azokra a kérdésekre, amelyek a társadalmi, gazdasági fejlődés következtében az emberiség tevékenységének, a természetes környezetre gyakorolt növekvő hatása eredményeként merülnek fel. Mi a környezet igénybevételének optimális mértéke? Hol van a civilizáció környezetre gyakorolt hatásának határa? Visszafordíthatók-e a környezetben végbemenő káros folyamatok? Rekonstruálható-e a természetes környezet? Mi ebben a geológia szerepe?

Törekvéseinket ismerte el az UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) és az ICSU (International Council for Science) égisze alatt megrendezésre került -World Conference on Science magyar Szervező Bizottsága, mikor felvette konferenciánkat a világkonferencia ún. szatellit rendezvényeinek sorába. A konferencia kiemelt jellegét ismerte el a Magyar Tudományos Akadémia (a WCS szervezője) azzal, hogy a megnyitón KROÓ Norbert főtitkár üdvözölte a jelenlévőket, és ugyancsak a megnyitót tisztelte meg jelenlétével MESKÓ Attila az MTA főtitkárhelyettese is.

A témakörök felelős politikai, szakmai irányítói vállaltak védnökséget:- CHIKÁN Attila miniszter Gazdasági Minisztérium, KATONA Kálmán miniszter Közlekedési, Hírközlési és Vízügyi Minisztérium, PEPÓ Pál miniszter Környezetvédelmi Minisztérium, TORGYÁN József miniszter Földművelési és Vidékfejlesztési Minisztérium, GLATZ Ferenc a Magyar Tudományos Akadémia elnöke,

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

MÉSZÁROS Ernő a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományi Osztályának elnöke, VARGA Miklós az Országos Vízügyi Hivatal főigazgatója, VAJDA György az Országos Atomenergia Hivatal főigazgatója, FARKAS István a Magyar Geológiai Szolgálat főigazgatója és ENYEDI György az UNESCO Magyar Nemzeti Bizottsága elnöke. A védnökséget vállaló politikusok közül az FVM és TORGYÁN József miniszter képviseletében dr. TAMÁS Károly államtitkár vett részt a konferencia egyik eseményén.

A konferencia közel 40 előadás és 20 poszter keretében két, az elkövetkező évtizedek súlyponti környezeti témájával foglalkozott. A radioaktív hulladékok elhelyezésével, valamint a felszín alatti vízadó rétegek geológiai problémáival. Rendezvényen a két fő témakör mai hazai és nemzetközi kutatási eredményei kerültek bemutatásra. Ez az alkalom lehetőséget teremtett arra is, hogy e két, Magyarország Európai Unió-s csatlakozási folyamatát is befolyásoló témakörben bemutassuk a hazai, véleményünk szerint európai és világszínvonalú eredményeinket, megismerjük a jelenlegi Európai irányzatokat, segítve a csatlakozási folyamat PR tevékenységét. A két szekció munkáját a témák két-két nemzetközileg is elismert szakembere – BÁRDOSSY György és RYBACH László, valamint TÓTH József és HAVASNÉ SZILÁGYI Eszter – szervezték, vezették. A konferencián és a terepbejáráson 22 ország mintegy 90 szakembere vett részt, földtani szolgálatok és intézetek, egyetemek, akadémiák, minisztériumok, országos hatáskörű szervezetek, OECD, nukleáris anyag elhelyezésével és biztonsági vizsgálatával foglalkozó intézmények, vállalkozások képviseletében.

A radioaktív hulladékok elhelyezésével, a földtani védelem, a hosszú távú biztonság kérdésével foglalkozó szekció keretében megvitatásra került mind a kis- és közepes-, mind a nagyaktivitású hulladék elhelyezésének gyakorlata, a különféle típusú geológiai környezetek fizikai adottságaink jellemői, a szükséges műszaki megoldások kérdései. Szó volt a megfelelő földtani környezet kiválasztásának, kutatásának módszereiről, a felszíni és felszín alatti hulladékelhelyezés előnyeiről és hátrányairól. Előadásokat hallhattunk a telephelyek geológiájának, hidrodinamikai viszonyainak kutatásáról, arról, hogy hogyan lehet biztosítani a radioaktív izotópok lebomlási idejével konform több száz éves biztonságot.

A felszín alatti vizek geológiai adottságaival foglalkozó szekció elsősorban a jövő egészséges ivóvíz ellátásának lehetőségeit elemezte. A jó minőségű ivóvíz iránt folyamatosan növekvő igény korlátait részben a természeti adottságok, részben pedig a szakszerűtlen emberi beavatkozások következtében terjedő környezeti szennyeződések jelentik. A felszín alatti ivóvíz tárolók védelmét a fő veszélyt jelentő túltermelés és a nem kívánatos szennyezések csökkentése tekintetében a tárolók geológiai paramétereinek megfelelő szintű ismerete nagymértékben elősegítheti. Az előadások elemezték mind a karsztos, mind a rétegvizes tárolók kutatásának módszereit, a hazai és nemzetközi gyakorlat tapasztalatait, a megbízható vízföldtani modellezésen alapuló hosszú távú prognózisok jelentőségét.

A két napos előadóülést és poszter bemutatót két terepi nap követte. A résztvevők a Mecsek térségében vizsgálhatták egy nagyváros és körzetének vízellátását Tettye-forrás), a Harkányi termálkarszt geológiáját, a Pellérdi vízműhöz területileg kapcsolódó uránbányászati zagytározó problematikáját. Ugyanakkor meglátogatták azokat a helyszíneket, ahol az atomerőművi kiégett fűtőelemek (nagyaktivitású hulladék, Kővágószöllős Alfa-vágat) és egy másik helyszínen (Bátaapáti – Üveghuta) a kis- és közepes aktivitású atomerőműi hulladék végleges elhelyezésére szolgáló telephelyek geológiai kutatása folyik. A terepbejárás érdekessége volt, hogy a bezárás előtt valószínűleg ez volt az utolsó nemzetközi szakmai társaság melynek módja volt az Alfa megtekintésére.

Az előadások szakmai tapasztalatait a két nemzetközi hírű szakember RYBACH László (Svájc) és TÓTH József (Kanada) foglalja össze. Az összefoglalás felkérés alapján a Magyar Tudományban fog megjelenni 1999 őszén.

A Magyar Tudományos Akadémia szakmai lapja az ACTA GEOLOGICA HUNGARICA vállalta a meghívott előadók előadás anyagának publikálását, míg a Magyarhoni Földtani Társulat a FÖLDTANI KÖZLÖNY-t kínálta fel a két szekció néhány kiválasztott előadásának megjelentetésére.

A megrendezéshez támogatást nyújtott a Magyar Földtanért Alapítvány, az Ipar Műszaki Fejlesztéséért Alapítvány, a Magyar Állami Földtani Intézet, a Magyar Tudományos Akadémia, az Országos Atomenergia Hivatal, a Paksi Atomerőmű Rt., a Golder Associates Magyarország Kft, a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság és a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság járult hozzá.

A támogatók mellett külön, mint a konferencia Szervező Bizottságának elnöke a magam és a Társulat nevében is köszönetet mondok a korábban említett szakmai szervezőknek, a konferencia Szervező Bizottsága tagjainak (BREZSNYÁNSZKY Károly, CSÁSZÁR Géza, DUDICH Endre, ÉRDI-KRAUSZ Gábor, MAROS Gyula, SCHAREK Péter, ZIMMERMANN Katalin) a kirándulásvezetőknek és mindazoknak, akik valamilyen formában hozzájárultak a konferencia sikeréhez.

Nemzedékek munkáiból - Erdélyben, 1999-ben

Emlékülés és Földtani-Földrajztudományi Ülésszak
BALOGH Ernő és TULOGDY János professzorok tiszteletére

Május 28-án délután a Házsongárdi temetőben vette kezdetét az a kétnapos megemlékezés, mely (az Erdélyi Múzeum-Egyesület és az Erdélyi Kárpát Egyesület rendezésében) a Protestáns Teológiai Akadémián emlékünnepéllyel és szombaton reggel az EME kolozsvári székházában tudományos ülésszakkal folytatódott.

Ugyanis a Kolozsvárt 1872-től működött egyetemnek voltak – generációk sorát nevelő – tanárai századunk közepe táján dr. BALOGH Ernő (1882–1969) és dr. TULOGDY János (1893–1979). Az őket követő tudósnemzedékeknek a főhajtása volt ez a – határokon átnyúlóan megszervezett – rendezvény, melynek első napján hét visszaemlékezés az életműveket vázolta föl az Akadémián, másnap pedig majd másféltucatnyi (!) előadásban mutatta be előbb az ő elődeiket, a mai erdélyi földtudományok kolozsvári elindítóit, majd tudományterületeik sokirányú jelenlegi fejlettségét is. Az érdeklődő hallgatóság, mely a Fellegvár alatti kertes kis épület előadótermét megtöltötte, a közvetlen tanítványok előadásai mellett olyan munkák rövidre szabott (s a várható kérdések/viták kedvéért is tíz (!) percben limitált) bemutatásán vehetett részt, melyek a Kárpát-medence keleti felének – szakmánk generációkat formáló professzorai munkaterületének – mai földtudományi ismeretességét tette hallhatóvá, láthatóvá.

Így tehát nyugdíjas és aktív professzorok, tudományos kutatók, a romániai és a magyarországi ipar, a kutatás, az oktatás tevékeny szereplői mutatták be szűkebb munkaterületük egy-egy részét. Ígéret nincsen rá, csak szerkesztői szándék egyelőre, hogy e dolgozatok írásban is hozzáférhetők legyenek majd az EME folyóirata, a Múzeumi füzetek soron következő számaiban. Ezért ide most csak emlékeztetőül és tájékoztatásképpen kerül a szerzők és a címek felsorolása.

Május 28-án 5 óra után:

MOLNÁR Jenő: Dr. BALOGH Ernő és dr. TULOGDY János, a kolozsvári Magyar Egyetem tanárai
TÖVISSI József: TULOGDY János, a tudós
ÚJVÁRI József: Emlékek dr. TULOGDY János előadásairól
MÉSZÁROS Miklós: Dr. BALOGH Ernő, az egyetemi tanár
GÖTZ Endre: Dr. BALOGH Ernő tudományos munkássága
AJTAY Ferenc: Dr. BALOGH Ernő és dr. TULOGDY János szerepe az Erdélyi Kárpát Egyesületben
KÓNYA Ádám: Dr. BALOGH Ernő és dr. TULOGDY János Háromszéken

Május 29-én 9 órától:

PAPP Péter (Budapest): KOCH Antal – a geológia MIKÓ Imréje.
WANEK Ferenc (Kolozsvár): KOCH Antal asszisztensei a kolozsvári Tudományegyetemen
PÁNDI Gábor (Kolozsvár): A Füzes-menti Cege-tó - száz év felmérései.
ÚJVÁRI József (Kolozsvár): Földrajzi optimalizálás, az Erdélyi-medence egységes vízellátása
FAZEKAS Loránd (Szatmárnémeti): A Túr-völgy vízrendszerének története.
BENEDEK Zoltán (Nagykároly): Nagykároly új szemétlerakójának kijelölése a város ökológiai helyzete alapján
TÖVISSI József (Kolozsvár): A Felső-Olt folyó völgyi síkságáról.
KOVÁCS-PÁLFFY Péter (Budapest): Cikói (Cicau) hegység - ÉNY-Románia - kristályos aljzatán kifejlődött mállási kéreg ásványtani-genetikai vizsgálata
HADNAGY Árpád (Kolozsvár): Hol volt tulajdonképpen az 1937-es tóti meteorithullás?
PÜSPÖKI Zoltán, KOZÁK Miklós, GÖNZY Sándor (Debrecen): Neogén vulkanosztratigráfiai analógiák az ÉK-i Kárpát-medence határmenti részein.
PÁSZTHORY Zoltán (Csíkszereda): A Keleti-Kárpátok belső medencéinek szerkezeti sajátosságai
KISS Lajos (Budapest): Csúcsmetamorfizmust követő regresszív folyamatok jellege és kinetikája
MOSONI Emília (Kolozsvár): Szerkezeti vizsgálatok a Radnai-havasok déli részének metamorf összleteiben
VENCZEL Márton (Nagyvárad): A kipusztult Palaeobatrachidae farkatlan kétéltű család neogén és negyedkori nemzetségei a Kárpát-medencében
WANEK Ferenc (Kolozsvár): A pannoniai- és pontusi-emelet kagylósrák-faunájának eredete, összetétele és fejlődése
BALLA Zoltán (Óradna): A metaszomatikus folyamat döntő szerepe a tölgyesi szériában (Gyergyó).

PAPP Péter

Collegum Geologicum, 1. szám, 1999

Kolozsváron Collegium Geologicum néven megjelent egy ízléses címlapú füzet, amellyel a szerkesztők egy új szakmai kiadványsorozatot kívánnak elindítani. Ezt a jövőben időszakosan szándékoznak megjelentetni mint a már régóta meglevő és 1990-ben újraindított, nagy hagyományú Múzeumi Füzetek c. folyóirat alsorozatát. Az új sorozat a fiatalok lapja kíván lenni, az első számot a kolozsvári magyar nemzetiségű geológus hallgatók 1996-ban alakult és azóta eredményesen működő szakmai egyesülete, a G.E.K.K.O. állította össze a hallgatók saját munkáiból, felelős szerkesztője: KOVÁCS Szilamér. Mind az egyesület

szervezésében, mind a szerkesztő munkában és a dolgozatok lektorálásában nagy érdemei vannak WANEK Ferencnek, a Babes-Bolyai Egyetem tanárának.

A cikkeket magyar és román nyelven is közlik, minden cikkhez rövid angol nyelvű összefoglalás is tartozik. A magyar szaknyelv használata néhány kisebb kivételtől eltekintve megfelelő. Nem tartom szerencsésnek, hogy a cikkek végén a bibliográfiát "könyvészet"-nek nevezik, magyar szakmai kiadványokban, beleértve magát a Múzeumi Füzeteket is inkább az "irodalom" vagy "irodalomjegyzék" kifejezés használatos.

A dolgozatok témája nagyon szétágazó, felöleli a földtudomány legkülönbözőbb ágait. A legtöbb dolgozat a Kolozsvártól nyugatra és délre eső területtel, az Erdélyi-medence és a Gyalui-havasok határvidékével foglalkozik:

Egy eocén formáció mikropaleontológiai feldolgozása BENP Éva, KOVÁCS Szilamér és KOVÁCS Zoltán munkája, akik a téma (kagylósrákok és foraminiferák) alapján minden bizonnyal WANEK Ferenc közvetlen tanítványai.

Larámi andezit és dácit petrográfiáját, ritkaföldfémeit és más nyomelemeit SIM György és NYESTE Cristian írták le, jól használva a megfelelő gyakorisági diagramokat.

Kimagasló színvonalú PAPUCS András és GAÁL Judit ásványtani tárgyú munkája, akik a Koppánd és Tordatúr vidéki klasszikus cölesztin- és zeolit-lelőhelyeket írták le. Ehhez a munkához budapesti mineralógusok is sok segítséget nyújtottak.

Egy kalotaszegi terület geomorfológiáját POSZET Szilárd ismerteti, jó földtani alapokon.

Egyetemisták által írt földtudományi gyűjteményes munkából nem hiányozhat a barlangászat: SZÁSZ Péter Zsolt és SZILÁGYI Palkó Pál a királyerdői Ponora barlang részletes geomorfológiai és barlang-genetikai leírását adják.

Egy hallgató a távoli Himalájába is eljutott. SZÁSZ László Csaba egészen korszerű irodalom és saját megfigyelései alapján ismerteti a nyugat-himalájai Zanszkár vidékének földtanát és az ottani magmás kőzeteket.

A kiadvány hosszú idő után az első magyar nyelvű eredménye az egyetemen folyó szakmai egyesületi életnek és oktatásnak. Ehhez csak gratulálni tudunk, és a további munkához kívánunk sok sikert.

VICZIÁN István

Elhunyt tagtársaink:

PORDÁN Sándor 1999. III. 5. az OFKFV Komlói Laboratóriumának egykori geológusa, 59 éves volt.

KOCH László 1999. III. 16. a Mecseki Ércbánya Vállalat nyugdíjas geológusa, 65 éves korában távozott.

DOSZTÁLY Lajos 1999. IV. 17. geológus, a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos munkatársa 37 éves volt.

Emlékünkben és munkáikban tovább élnek!

M&M 3 Mineralogy and Museums 3rd International Conference

PAPP Gábor

1996. június 9–13. között került sor a 3. "Ásványtan és Múzeumok Nemzetközi Konferencia" (3rd International Conference on Mineralogy and Museums), rövidítve "M&M 3" megrendezésére. A konferenciát négy évenként rendezik meg, az első 1988-ban Londonban, a második 1992-ben Torontóban volt, Budapest után Melbourne (2000) kapta meg a rendezés jogát. A konferencia, melyet a Nemzetközi Ásványtani Társaság négy évenként esedékes kongesszusai közötti félidőben tartanak, gyorsan a mineralógia legrangosabb nemzetközi összejövetelei közé került. A budapesti konferencia 195 regisztrált résztvevője közül 149 érkezett külföldről, 32 országból.

A konferencia védnöke dr. MAGYAR Bálint művelődési és közoktatási miniszter és elődje, dr. FODOR Gábor volt.

A konferencia szervezőbizottsága: elnök: VICZIÁN István, ügyvezető elnök: WEISZBURG Tamás, általános titkár: PAPP Gábor, ügyvezető titkár: ZIMMERMANN Katalin, tudományos program: PÓSFAI Mihály, workshop és elektronikus információ: LOVAS György, kirándulások: GATTER István, MÁDAI Ferenc, MOLNÁR Ferenc, SZAKÁLL Sándor, tagok: FUTÓ János, FŰKÖH Levente, JÁNOSI Melinda, KÁKAY SZABÓ Orsolya, KECSKEMÉTI Tibor, MOLNÁR Sándor

A konferencia főrendezője a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) volt.

Társrendezők: Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar (ELTE TTK), Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI), Magyar Természettudományi Múzeum (MTM), Herman Ottó Múzeum (HOM), Koch Sándor Alapítvány (KSA)

A koferencia hivatalos támogatói: International Mineralogical Association (IMA), European Mineralogical Union (EMU); - Művelődési és Közoktatási Minisztérium, Magyar Tudományos Akadémia, IUGS Magyar Nemzeti Bizottság, Magyar Geológiai Szolgálat, Országos Múzeumi Tanács, Pulszky Társaság, Magyar Múzeumi Egyesület, József Attila Tudományegyetem, Szeged; Babes-Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár; Román Földtani Társulat dévai filiáléja; Minexfor S.A., Déva; R.A.C., Déva; Ásványmúzeum, Nagybánya; Comenius Egyetem, Pozsony; Szlovák Nemzeti Múzeum, Pozsony; Kelet-Szlovákiai Múzeum, Kassa; Szlovák Tudományos Akadémia Földtani Intézete, Besztercebánya; Bányászati Múzeum, Rozsnyó; Szlovák Bányászati Múzeum, Selmecbánya; MOL, Budapest; Dunaholding Alapítvány, Budapest; International Business School, Budapest

A konferencia megnyitójára június 9-én a MÁFI dísztermében került sor. A megnyitó beszédeket FODOR Gábor, a konferencia egyik védnöke, volt művelődési és közoktatási miniszter; Stefano MERLINO, a Nemzetközi Ásványtani Társaság (IMA) elnöke és Wolfgang MÜLLER, az Európai Ásványtani Unió

(EMU) elnöke mondta. Plenáris előadást tartott GAÁL Gábor, a MÁFI igazgatója "Mineralogy and geology in a changing society" és Jeffrey E. POST, a Smithsonian Institution (Washington) ásványtani részlegének vezetője "The challenges and goals of modern mineral exhibits: discussion of the new hall of Geology, Gems and Minerals at the Smithsonian Institution" címmel.

A konferencia tudományos előadásaira június 10–12-én az ELTE TTK A épületében került sor öt szekcióban: Minerals in museum, Mineralogical research and museum, Mineralogical museums in society, Mineralogical museums world-wide (csak poszterek), Open session. Szóban, illetve posztereken összesen 129 munkát mutattak be, amelyek a világ 27 országából származó 191 kutatójának eredményeit képviselték.

A kapcsolódó szakmai programok közé tartozott az Environmental scanning electron microscopy in mineralogical practice és a Computer application and networking című szakmai műhely (ELTE).

A konferencia alatt négy IMA munkabizottság – Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN), Commission on Museums (CM), Commission on History and Teaching of Mineralogy (CHTM), Commission on Classification (CC) - tartott munkaülést. Ugyancsak üléseztek az IMA vezetői és az EMU végrehajtó bizottsága. Nem hivatalos összejövetelt tartottak a Deutsche Mineralogische Gesellschaft, a Mineral Museums' Internet Group, a Society of Mineral Museum Professionals jelenlévő tagjai.

A résztvevők szervezett formában megismerkedhettek a MÁFI-ban és az ELTE-n folyó tevékenységgel, valamint az IMA vezetői számára zártkörű programként az új épületbe költözött MTM megismerése is lehetővé vált.

A konferencia június 13-án egy Gyöngyös-Miskolc kirándulással zárult, melynek résztvevői megtekintették a Mátra Múzeum és a Herman Ottó Múzeum ásványtani kiállításait és a Miskolci Egyetem Műemlékkönyvtárát. A konferenciát Miskolcon kerekasztalbeszélgetés zárta az ásványtani muzeológia jövőjéről.

Kirándulások

A konferenciához kapcsolódva 4–4 elő-, ill. utókirándulásra került sor, melyek közül 4 Szlovákiába, illetve Romániába vezetett. A kirándulásokhoz 6 vezető készült (l. a kiadványoknál)

Kiadványok

Az előadáskivonatok a szegedi Acta Mineralogica-Petrographica 37. kötetének Supplementumaként jelentek meg 132 oldalon, PÓSFAI M., PAPP G. és WEISZBURG T. szerkesztésében.

Hungarian Mineral Collections címmel jelent meg PAPP G. szerkesztésében a magyarországi ásványtani múzeumokat és kiállításokat bemutató angol nyelvű leporellócsomag. A 13 intézményt bemutató, színes képekkel illusztrált információs lapok színes tokjának belső oldalán a hazai ásványtani muzeológia története olvasható.

Minerals of Hungary címmel jelent meg SZAKÁLL S. és JÁNOSI M. tollából egy angol nyelvű kismonográfia a "Topographia Mineralogica Hungariae" folyóirat IV. köteteként. A Magyarország ásványait bemutató 130 oldalas kiadványt 71 paragenetikai táblázatot, 81 ábrát (ebből 18 színes) és 13 földtani térképvázlatot tartalmaz.

A kirándulásokhoz négy (a MOL Tisza nyomdájában) nyomtatott és három xeroxott-spirálozott kirándulásvezető (Excursion Guide) készült, az utolsó kivételével PAPP G. szerkesztésében. A vezetők írásában és szerkesztésében közreműködött 16 magyar és 20 külföldi (román, illetve szlovák) szakember.

Field trip E1: Banat and Transylvanian Gold District, Romania. 60 p.

Field trip E2: West and Central Slovakia. 47 p.

Field trip U1: Tokaj Mts., Hungary. Budapest. 28 p.

Field trip U2: North Hungary. Budapest. 38 p. (sokszorosítva)

Field trip U3: East and Central Slovakia. Budapest. 31 p.

Supplementary Excursion Guide for field trip U4, 4th and 5th days (Cavnic and Cluj-Napoca). 12 p. (sokszorosítva)

Special field trip (Tokaj Mts., Miskolc, Bükk Mts., Eger, Gánt, Veszprém, Úrkút, Tapolca, Uzsabánya, Szentbékkálla, Tihany, Székesfehérvár, Velence Mts.). 25 p. (sokszorosítva) Összeállította MÁDAI F.

Az előadások tételes felsorolása a jelen kötetben lévő Társulati ügyek 1996 rovatban található.

Földtani Közlöny 129/3, 461–477 (1999) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 1996. évi ülésszakán a szakosztályokban és területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi Rendezvények

Március 13. 141. Rendes Közgyűlés

BÉRCZI István: Elnöki megnyitó
JÁMBOR Áron: Megemlékezés BALOGH Kálmán tiszteleti tagunkról
TURCZI Gábor: Információs forradalom és a geológia
SEMSEY Andor Ifjúsági Emlékérem átadása. Az emlékérmet kapta: ERDEI Boglárka, "The Sarmatian flora from Erdőbénye-Ligetmajor, NE Hungary" c. cikkéért, amely megjelent: Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici (Tomus 87. Budapest, 1995, 11–33.) c. folyóiratban
50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevél átadása
Az oklevelet kapja: Prof. KISS János
HALMAI János: Főtitkári beszámoló
GÁLOS Miklós: Az Ellenőrző Bizottság jelentése
BREZSNYÁNSZKY Károly: A Gazdasági Bizottság jelentése
HALMAI János: A Szabó-, Hantken-, és Koch Emlékérmek ügyrendjének módosítása
KNAUER József: Alapszabály módosítás
HALMAI János: A tisztújítás ügyrendje
Hozzászólások, vita

Május 13. Előadás

Társrendező: MKBT
BERNHARDT Barna, KISS Attila, SZENTHE István: A Pálvölgyi-barlang földtani viszonyai

Június 9–13.

M&M 3 Mineralogy and Museums 3rd International Conference

Szóbeli előadások

BELAKOVSKIY, D. I. & FIVEYSKIY, D. M.: Minspec - mineralogical database information system of the Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Science
BEVINS, R. E., MASON, J.. S. & WOOD, M.: Minescan-Wales: Specimen acquisition and site conservation
BHASKARA RAO, A., ADUSUMILLI, M. & de CASTRO, C.: Mobile museums, geo-sciences and the third world development
BIRCH, W. D.: Museum mineral displays in the 21st century
Buda, Gy.: Correlation of variscan granitoids occurring in Central Europe
CHAKHMOURADIAN, A.: Mineralogy of potassium-rich nepheline syenite from the Lovozero Complex, Kola, Russia
DELIENS, M. & STALDER, A. H.: The minerals first described from Zaire, a part of the Catalog of Type Mineral Species
DÓDONY, I., PÓSFAI, M. & BUSECK, P.. R.: Structural variations in shattuckite, a copper silicate mineral
FERRARIS, G., KHOMYAKOV, A. P., SOBOLEVA, S.V. & BELLUSO, E.: Poly-somatism, a key to characterize the new silicate kalifersite from Kola Peninsula (Russia)
FRANCIS, C.: Mineralogical repatriation: Examples from the Harvard Mineralogical Museum
GALIULIN, R. V.: Non-Euclidean mineralogy
GRAESER, S.: New Tl-minerals from Lengenbach in Binntal, Switzerland
GRICE, J. D., BURNS, P. C. & HAWTHORNE, F. C.: Borate minerals: structural classification

GUIRAUD, M., IRISSON, P., KREMER, M., LE CLEAC'h, J. M., PARODI, G. C. & TOURET, L.: Towards the creation of a common data base on Internet: Problems and solutions

HARLOW, G. E.: Museum strategies: some good news

HORÁK, J. & BEVINS, R.: Documentation for collections management: A strategic approach

HÖLZEL, A. R.: DB collection, database to administer a mineral collection

HURLBUT, J. F.: A summary and overview of the Denver Museum of Natural History Earth Science Department's programs to meet the needs of the citizens of the metropolitan Denver and the Rocky Mountain region

IVANOVA, T. K. & DOROKHOVA, G. I.: Displays of the Museum of the Earth Science and Education : Structural mineralogy by W. L. Bragg, L. Pauling and N. V. Belov

JACKSON, B.: Acquisitions with special reference to legal title

JOHNSEN, O. & GAULT, R. A.: Compositional variations in eudialytes

JOVANOVIC, L. & KURAT, G.: The thermal history of Yugoslavian chondrites

LUGASKI, T. P.: Development of a knowledge-based expert mineral and ore deposit collection archival system for present and future research

MERLINO, S. & ORLANDI, P.: Chemical vs structural data in defining new mineral phases: examples and considerations

NAGEL, J. & HARLOW, G. E.: Toward mineral collection data standards: a North American convergence

NOVÁK, M.: Tourmaline environments in complex pegmatites; a basis for mineralogical and geochemical study

NOVÁK, M.: Tourmaline from complex pegmatites in the Moldanubicum, Czech Republic: Compositional variation during primary crystallization

NOVGORODOVA, M. I.: Attribution and investigation of old collections as scientific utilization of museum potential: Ta-Nb carbides from P.Walther Collection (beginning of 20th century).

PAPP, G.: The relocation of the Department of Mineralogy and Petrology, Hungarian Natural History Museum (HNHM)

PRICE, M. T.: Standards, guidelines and training: Moves to help preserve museum mineral collections in the UK

RAADE, G.: Minerals originally described from Norway - a historical review the type locality - from historical specimens to type specimens "sensu stricto"

SCHERER, T. & HAFNER, S.: Defects in diamond of different geological origin

SMITH, D. G. W.: Some considerations in mineral imaging for archival and teaching purposes

STALDER, H. A., MININA, E., EVSEEV, A., HÖLZEL, A. R. & SEMENOV, E. I.: Mineral species first described from Russia and the former Soviet Union

STANK, J.: The Fe-Mn phosphate mineral association of Bory pegmatites (Western Moravia, Czech Republic)

T. BÍRÓ, K.: Results of mineralogical-petrological analysis in the study of archaeological lithic assemblages

TOURET, L.: George Balthazar Sage (1740-1824): a lost 18th century collection

TRETYAKOVA, L. & TRETYAKOVA, Yu.: The new universal gem identification technique.

UDUBASA, G., SZAKÁLL, S., R. & KVASNYTSYA, V. M.: Some features of the mineralogy of the Carpathians

Poszterek

ADUSUMILLI, M. S.: Implantation and development of mineralogical museums: Two cases from Brazil

ANASTASENKO, G. F. & KRIVOVICHEV, V. G.: Memorial collections of the Mineralogical Museum, Department of Mineralogy, St. Petersburg University

ANSELL, G.: National Mineral Collection, Geological Survey of Canada

ANSERMET, S., MEISSER, N. & BRUGGER, J.: Unusual mineral associations of the Mont Chemin, Valais, Switzerland

ANSERMET, S.: The Mineralogical Collection of the Cantonal Museum of Natural History of Sion, Switzerland

ANTONOV, A.: Diopside from rodingites of the Bazhenov asbestos deposit, Urals, Russia

BALEN, D., BERMANEC, V. & ZEBEC, V.: Intergrowth of hyalophane and quartz from Busovata, Bosnia and Hercegovina

BESSUDNOVA, Z. A. & PRZHEDETSKAYA, L. T.: Count N. P. Roumyantsev's collection in the mineralogical section of the Vernadsky State Geological Museum

BHASKARA Rao, A.: A conceptual model of a modern mineralogical museum

BLAGOJEVIC S. & VASKOVIC, N.: Collections of minerals and rocks at the University of Belgrade (Faculty of Mining and Geology)

BOGDANOV, K. & VAVELIDIS, M.: Bismuth sulphosalts from mineral deposits in Bulgaria and Greece

BONAZZI, P. & MAZZI, F.: The crystal structure of Ni(H_2O)6Sb(OH)62: a model for twinning and hydrogen-bonding in bottinoite

BRESKOVSKA, V.: Mineralogy and genetic peculiarities of the quartz- gold-polymetallic ore deposits from the East Rhodopian metallogenic province, Bulgaria

BULAKH, A.G. & NESTEROV, A.R.: Zirkelite, zirconolite, calzirtite: Re-examination of unique materials from museum collections.

BUNNO, M.: The registration system and new storage of Geological Museum, Geological Survey, Japan

CHERNENKO, V. V.: Count Stroganov's collection of Vesuvian Minerals

DEVNINA, N. N.: Mineralogical museums as scientific archives

DÓDONY, I.: Structure of the 30-sectored polygonal serpentine: A model based on TEM and SAED studies

EVDOKIMOV, M.: Charoitites - a facies analogue of zeolite rocks

FEJDIOVÁ, V.: Collection of minerals at Comenius University in Bratislava, Slovakia

FORRAY, F., TARCEA, L., LAZO, C. & POP, D.: Telur - a new mineral database

GALUSKIN, E. V., GALUSKINA, I. O. & KARWOWSKI, L.: New samples of minerals from achtarandite deposit (Yakutia) in the collection of Museum of Earth (Silesian University)

GALUSKIN, E. V., GALUSKINA, I. O. & SITARZ, M.: B-gehlenite and B- hydrogarnet from Yakutia's deposit of achtarandite

GODOVIKOV, A. A., NENASHEVA, S. & BAKAKIN, V. V.: The U6+ minerals and their place in the natural system of mineralogy

GOLYNSKAYA, O. & SVIRINA, E.: Looking into the history

GORDUZA, V.: The Mineralogical Museum, Baia Mare; (Muzeul de mineralogie, Baia Mare)

HARLOW, G. E.: The AMNH: A grand museum continues to grow

HERTING-AGTHE, S.: 200 years mineralogical collections from the "Berg-Academie" to the "Technische Universität Berlin" (1781-1996)

IGAN, A.: "Nature and Art" - An exhibition in the municipal museum in Arad

ISAEVA, E. A., STARODUBTSEVA, I. A., PAVLOVA, L. A. & SEREZHNIKOVA, E.A: Stone in architecture of Moscow

JÓZSA, S., HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P.: Blue amphiboles from Meliata ophiolites in Northern Hungary

KÁKAY SZABÓ, O. & SOLT, P.: The field study of Kaba meteorite fall area and morphogenetic examination of the collected micrometeorites by SEM and EDS method

KARFUNKEL, J., WEGNER, R., CHAVES, M .L .S. C. & BANKO, A.G.: Museums at the source: Brazil as a typical example

KHISINA, N.: Cooling history of eucrites and lunar rocks from the study of pyroxene exsolution data

KIMATA, M., SHIMIZU, M., NISHIDA, N. & SAITO, S.: Jade-green anorthite colored by uvarovite inclusions

KLENCSÁR, Z., WEISZBURG, T., KUZMANN, E., NAGY, S. & POP, D.: Application of quadrupole sputting distribution for the understanding of crystal chemistry of complex mineral structures by using the Mosswinn software package

KOÇI, M.: Minerals and mineral collections of Albania

KOSZOWSKA, E. & WOLSKA, A.: Rare minerals in the mineralogical collection of Ignacy Domeyko (Geological Museum the Jagiellonian University in Cracow, Poland)
KREHER, B. The founding of the Mineralogical Society of Jena
KREHER, B. The history of the Mineralogical Museum of Jena
KREHER, B.: The systematic collection of M.R. Ferber
KVASNYTSYA, V.: Minerals of Ukraine and their museums.
KVASNYTSYA, V.: The composition of native and archaeological gold of Ukraine: a view about the origin of the Scythian gold.
LEWANDOWSKA, A., HARACZYK, C., ROSPONDEK, M. & OLBRYCH, S.: New types of decorative stones from the historic quarries in the Dbnik anticline near Kraków, Poland
LOSOS, Z.: Hydrothermal mineral assemblages from the Sulová Massif (Czech Republic)
LOVAS, Gy. A., BUDA, Gy. & HÁDEN, S.: Structural study of potassium feldspars occurring in two genetically different granitic rocks in Hungary
MÁDAI, F.: Searching for relics of Scopoli's mineral collection in the collection of the University of Miskolc
MATKOVSKY, O. I. & VOLKOVA, L. M.: The modern structure of the mineralogical museum named after E. Lazarenko
MEISSER, N. & ANSERMET, S.: Mineralogy and 230Th-234U dating of an exceptional secondary uranium mineral association of the Aiguilles Rouges Massif, Switzerland
MEISSER, N.: The mineralogical collection of the Geological Museum of Lausanne, Switzerland
MININA, E.: Type mineral specimens in Vernadsky State Geological Museum
MITROFANOV, F. & VOLOSHIN, A. V.: Minerals of the Kola Peninsula in the Museum of the Geological Institute, Apatity, Russia
MURPHY, J. & HURLBUT, J. F.: A project for locating a meteor that fell in Colorado in 1996.
NELIEROVA, E. & MIKO, O.: Mineralogical exhibition, Slovak National Museum, Bratislava
NICKANDROV, S.: The Ilmen Mountains (Ural, Russia) - new location of star corundum
NOVGORODOVA, M. I.: Introduction to Fersman Mineralogical Museum collections
PANI, T.: Mineralogy and mineralogists at the University of Tartu: A historical perspective
PAPP, G.: Gazetteer of the mineral locality names of the Carpathian region
PERTLIK, F.: Compilation and classification of natural and synthetic compouds with (AsS3)3- anions ("sulfarsenites").
POGSON, R.: The Australian Museum - Chapman mineral acquisition
POLENOV, Y. & AVDONIN, V.: Systematic scientific collections - one of directions of museums individualization
POLENOV, Y.: The Ural Geological Museum: cultural - educational centre of geological sciences
POLIARNAIA, J. & PITOMTSEVA, N.: Mining Museum - one of the oldest Russian geological museums
POP, D.: The Mineralogical Museum of the "Babes-Bolyai" University (Cluj-Napoca, Romania)
POPOV, V.: Makarochkinite or hgtuvaite?
POTAPOV, S.: Minerals in oil wells
PRICE, M. T.: Minerals at Oxford: The collections of the University Museum
REGUIR, E.: Identification of accessory minerals in charoitite specimens from museum collections
RYAKOVSKY, V. M.: Problems of information flow organization in natural history museums
SCHUERMANN, K. U.: Mineralogical Museum Marburg
SHCHERBAKOVA, E.: Technogenic objects of the South Ural (Russia) as inexhaustible source of rare sulfates and chlorides
STANLEY, C. J., RANKIN, A. H. & HOLLINGWORTH, N.: Palaeokarst and vein Sr - Ba - Pb - Zn mineralization at Chipping Sodbury, UK

STRUNZ, H.: Classification of cyclo-, ino-, phyllo-, tectosilicates
SUSSE, P.: A new ASCII notation for space groups in mineral databases
SYMES, R. F. & CLARK, A. M.: The mineralogical displays at The Natural History Museum, London
SZAKÁLL, S., FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. & KOVÁCS, Á.: Secondary sulfate minerals from Hungary
SZAKMÁNY, Gy. & STARNINI, E.: Petrographical studies of Neolithic stone tools from Hungary
T. BÍRÓ, K.: Computerised collections: state of the art in Hungary
THALHEIM, K.: Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie Dresden (State Museum of Mineralogy and Geology Dresden)
TODOROVA, S.: Quartz and its varieties in the East Rodopi Mountains
VALIZER, P., NICKANDROV, S. & SHCHERBAKOVA, E.: The Natural Science Museum of the Ilmen State Reserve (Ural, Russia)
VICZIÁN, I.: Domokos TELEKI, a 19th century traveller and mineral collector
WEISZBURG, T., VARGA, A., GYARMATI, J. & BAJNÓCZY, B.: Archaeo- metric studies on pyramids of the pre-inca age (2nd-14th century) from Peru
ZOLOTAREV, A. & DZURAEV, Z.T.: Unique hambergite crystals from pegmatite veins in the east - Pamir Mts, Tadzhikistan

Augusztus 3–11. Kirándulás Kárpátaljára a Millecentenárium alkalmából

Szakmai vezető: MÁRTON Gyula
1. Budapest – Csap (országhatár) – Munkács
2. Beregszász – Ilosva – Zádnya – Dolha – Kovácsrét – Szolyva – Munkács
3. Ungvár – Nevicke – Uzsoki hágó – Perecsény – Szarvashágó – Polsko – Polena – Szolyva – Munkács
4. Lemberg – Beregvár – Szolyva – Alsóverecke – Vereckei hágó – Galicia – Sztrij – Lemberg
5. Lemberg
6. Oleszkovár – Pocsájev – Lemberg
7. Bukovina – Kárpátalja – Sztrij – Ivano-Frankovs – Jaremcsa – Tatárhágó – Körösmező – Tiszaborkút – Rahó
8. Rahó – Hoverla – Pietrosz – Rahó – Trebusa – Fehérpatak – Aknaszlatina – Técső – Szeklence – Huszt
9. Nagyszőllős – Beregszász – Csap

Augusztus 15–22. HUNGEO '96 címmel magyar földtudományi szakemberek világtalálkozója, Budapest–Balatonalmádi–Vörösberény

A részletes program megtalálható a Földtani Közlöny 127/1–2, 223–227 (1997 Bp.)

Szeptember 8–11. Vándorgyűlés ALFÖLD '96 címmel a Magyar Geofizikusok Egyesületével közösen, Kerekegyháza – Pongrácz-major

Szeptember 9.
Megnyitó
D. LŐRINCZ Katalin, DETZKY Gergely & KISS PARCIU PETRU Marcel (ELGI): Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén
GEIGER János, KISSNÉ VERES Katalin, KURGYIS Péter & MEZŐSI József (MOL Rt.): Az algyői felső-pannon CH telepek 3D modellezésének földtani tapasztalatai
KALMÁR János (MÁFI): A Duna–Tisza köze északi részének preausztriai alaphegysége
CSIKI Izabella, MUCSI Mihály & TÓTH Sándor (MOL Rt.): Geofizikai és földtani reambulációs vizsgálatok a Dél-Alföldön
FEKETE Tibor & SZABÓ Zsuzsanna (MOL Rt.): Az Algyő mező Tisza-2 telepének múltja, jelene, jövője 3 dimenziós földtani, rezervoárgeológiai, műveléstervezési értelmezések tükrében
SZALAINÉ BÁNLAKI Emília (MOL Rt.): Szénhidrogén telepek környezetében jelentkező átfejlődések kimutatása mélyfúrási geofizikai módszerekkel
NAGY Zoltán, FERENCZY László, FORMÁNNÉ GULYÁS Csilla, KLOSKA Károly, LANDY Kornélné, PÁPA Antal (MOL Rt.), TENKEI Sándor (Geoinform Kft.) & THUMA Attila

(MOL Rt.): A CH telepek geofizikai módszerekkel történő direkt kutatásának újabb hazai eredményei

A poszterek szóbeli bemutatása

FORMÁNNÉ GULYÁS Csilla, HAJDÚ György, HAJDÚ József, JUHÁSZ Sándor, KLOSKA Károly & NAGY Zoltán (MOL Rt.): Elektromágneses szondázások kvantitatív eredményeinek integrált felhasználása a preneogén aljzat szerkezeti-tektonikai vizsgálatához

KASZAB Imre (Juhász Gyula Tanárképző Főiskola): A talajvíz kémiai jellege Szegednél

SCHOLTZ Péter (ELGI): A wavelet transzformáció alkalmazása szeizmikus jelek frekvencia analízisére

STICKEL János (ELGOSCAR Kft.): Sekélykutatásra tervezett, fajlagos ellenállást mérő szonda bemutatása

TÓTH József & ALMÁSI István (University of Alberta): Hidrogeológia alkalmazása az alföldi szénhidrogén kutatásban: egy MOL Rt. & University of Alberta kutatási-fejlesztési projekt terve és helyzete

MARTON Lajos & SZANYI János (MGSZ): Hidrogeológiai paraméterek meghatározása geostatisztikai módszerekkel a Kelet-Alföldön

BEKE Balázs & BEREZNAI Miklós (MOL Rt.): Gondolatok a MOL Rt. "Integrált Számítógépes Földtani Értelmezési Rendszerének" adatbázis hátteréről

RAKONCZAI Gábor (MOL Rt.): Kutatási portfolió készítése

Előadások

BAKACSI Zsófia (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete), KOVÁCS József (ELTE Alkalmazott- és Környezetföldtani Tsz.), KUTI László (MÁFI): A szikesedés geológiai hátterének vizsgálata Apajpusztán

DETZKY Gergely, D. LŐRINCZ Katalin & MARKOS Tünde (ELGI): Sekélyvízi szeizmikus mérések legújabb tapasztalatai az ELGI-ben

HORVÁTH Erika (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium) & ANDÓ József (ELTE Kőzettan- és Geokémiai Tanszék): A mállási szelvény geokémiai csapdáinak szerepe a környezetvédelemben

JAMBRIK Rozália (Miskolci Egyetem) & HANYECZ Péter (Békés Megyei Vízművek Rt.): A Maros hordalékkúp rétegvizeinek nyomásviszonyai a Kevermesi Vízmű térségében

HALMAI János (MGSZ): "Ezer tó országa" – magyar módon

Szeptember 10.

MAGYAR Balázs (ELGOSCAR Kft.): Geofizikai módszerek alkalmazása környezetvédelmi kármentesítési munkák tervezésénél

KUTI László (MÁFI): Az Alföld 1:500 000 méretarányú földtani térképei

NAGYNÉ KISS Andrea (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium): A budapesti hévizek kémiai jellemzőinek vizsgálata többváltozós adatelemző módszerekkel

OCSENÁS Péter (ELGI): Kismélységű geofizikai kutatások értelmezése statisztikai módszerekkel

SIMON András (ELGI), GYENGE László (Elektronikai Szolgáltató és Tervező Kft.), HALMOS Imre (GEOPORT Kft.) & CSÓSZA István (Mezőgépfejlesztő Ipari Rt.): A termőtalaj öt fizikai paraméterének egyidejű mérésére szolgáló, nagy termelékenységű geofizikai berendezés

STICKEL János (ELGOSCAR Kft.): Laza üledékek vizsgálata geoelektromos és mérnökgeofizikai módszerekkel

VATAI József, KUTI László, ZENTAY Tibor & GEREI László (MÁFI): A fülöpi és bugaci agrogeológiai mintaterületek homoküledékeinek összehasonlítása

ANDRÁSSY László (ELGI), FÖLDESSY János (Enargit Kft.), VIHAR Levente (OPLAB Kft.) & ZELENKA Tibor (MGSZ): Recski fúrómagmintákon a LIPS2 hordozható lézerindukált plazma spektrométerrel végzett vizsgálatok eddigi eredményei

KISS Bertalan (MOL Rt.): A kőzetek alapvető tulajdonságaiból levezethető szelvényértelmezési paraméterek, modellek

VARGÁNÉ TÓTH Ilona & TÓTH József (MOL Rt.): Kőzetek texturális és strukturális tulajdonságainak meghatározása CBIL mérések alapján

CSEREPES László & LENKEY László (ELTE Geofizikai Tsz.): Felszín alatti vízmozgás és oldottanyag-transzport modellezése
KIS Márta (ME Geofizikai Tsz.): Geofizikai együttes inverzió a simulated annealing módszerével
PÁNCSICS Zoltán (ELGI): A gravitációs adatokban tükröződő kéregszerkezet
SCHOLTZ Péter (ELGI): Koherenzia számítások szeizmikus attribútum csatornákon vető értelmezéshez
Értékelés és zárszó
Poszter-előadások
NAGY Zoltán, FERENCZY László, FORMÁNNÉ GULYÁS Csilla, KLOSKA Károly, LANDY Kornélné, PÁPA Antal (MOL Rt.) & TENKEI Sándor (Geoinform Kft.) & THUMA Attila (MOL Rt.): A CH telepek geofizikai módszerekkel történő direkt kutatásának újabb hazai eredményei
FORMÁNNÉ GULYÁS Csilla, HAJDÚ György, HAJDÚ József, JUHÁSZ Sándor, KLOSKA Károly & NAGY Zoltán (MOL Rt.): Elektromágneses szondázások kvantitatív eredményeinek integrált felhasználása a preneogén aljzat szerkezeti-tektonikai vizsgálatához
KASZAB Imre (Juhász Gyula Tanárképző Főiskola): A talajvíz kémiai jellege Szegednél
SCHOLTZ Péter (ELGI): A wavelet transzformáció alkalmazása szeizmikus jelek frekvencia analízisére
SCHOLTZ Péter (ELGI): Koherencia számítások szeizmikus attribútum csatornákon vető értelmezéshez
STICKEL János (ELGOSCAR Kft.): Sekélykutatásra tervezett, fajlagos ellenállást mérő szonda bemutatása
Terepbejárás a Kiskunsági Nemzeti Parkban: Kerekegyháza – Kelemenszék – Bösztörpuszta – Apajpuszta – Kiskunlacháza

November 21–22. Észak-Magyarországi Regionális Konferencia, Miskolctapolca KÖRNYEZET=ÉRTÉK. A földtan a természetes és épített környezet védelméért címmel

Társszervező: Észak-magyarországi Területi Szervezet

November 21.
Megnyitó
BREZSNYÁNSZKY Károly (MÁFI): A Magyar Állami Földtani Intézet szerepe a környezetvédelemben
ERDÉLYI Judit (Magyar Geológiai Szolgálat): Hogyan szolgálhatja egy adattár – nevezetesen az Építéstechnikai Adattár – a környezetünk védelmét
KUTI László & VATAI József (MÁFI): Az Alföld térképezés adatainak értékelése az M3-as autópálya tervezett nyomvonalának térségében
FÜKÖH Levente (Mátra Múzeum): Malakosztratigráfiai vizsgálatok az épülő M3 Gyöngyöshalász – Szihalom közti szakaszán. Negyedidőszak
OSZVALD Tamás (Magyar Geológiai Szolgálat): Pince- és partfal omlások Észak-Magyarországon
NAGY Béla, MARX György & TÓTH Eszter (Magyar Tudományos Akadémia): A természetes aktivitás geológiai okai a Mátraalján
IZSÓ István (Bányakapitányság): A bányászati tevékenységek problematikája a hatósági engedélyezés tükrében
JUHÁSZ András (vállalkozó): A borsodi külfejtések jelenlegi állapota
JAMBRIK Rozália (Miskolci Egyetem): A mátraaljai külfejtések víztelenítésének környezeti hatásai
GASZTONYI Éva & MAJOROS Zsuzsanna (Bükki Nemzeti Park): Földtani természetvédelem, a bányászat természetvédelmi problémái
JUHÁSZ József (Miskolci Egyetem): A vízbázisok védelme
SZEPESSY András (MENDIKÁS Mérnöki Vállalkozási Kft.): Víztároló rétegekben végzett vízszint és vízminőség megfigyelések eredményei bezárt borsodi szénbányák környezetében
PRAKFALVI Péter (Magyar Geológiai Szolgálat Észak-magyarországi Területi Hivatal): Nógrád megye ásványvizei
HAJDÚNÉ MOLNÁR Katalin (Miskolci Egyetem): Az Avas geológiája
KOVÁCS Gyuláné (MOL Rt.): A környezetirányítási rendszer (KIR) bevezetésének meg-

alapozása a MOL Rt. Kutatási-Termelési Ágazatánál, az értelmezés módszerével

EGERER Frigyes (Miskolci Egyetem): A romhányi kerámiagyár hulladéklerakójának környezetföldtani hatásvizsgálata

JAMBRIK Rozália (Miskolci Egyetem): A gyöngyösoroszi bánya bezárásának környezetvédelmi problémái

PRAKFALVI Péter (Magyar Geológiai Szolgálat Észak-magyarországi Területi Hivatal): Tapasztalataink a környezeti hatástanulmányok földtani megalapozottságáról

HOJDÁKNÉ KOVÁCS Eleonóra (Észak-magyarországi Környezetvédelmi Felügyelőség): A bányászat környezetvédelmi kérdései

Vitafórum melyen a résztvevők kérdéseket intézhetnek a bányakapitányság, a geológiai szolgálat, a környezetvédelmi felügyelőség, a nemzeti parkok képviselőinek

Miskolctapolca – Tavasbarlang

December 4. Élménybeszámolók a 30., pekingi Nemzetközi Geológuskongresszusról, Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága

Előadók: BÁRDOSSY György, VETŐNÉ ÁKOS Éva (Belső-Mongólia, aranyércesedés), CSERNY Tibor (Tibet), DETRE Csaba (Közép-Kína, Xi'an), DUDICH Endre (Dél-Kína, karszt és kvarter), HAAS János, KORPÁS László

Agyagásványtani Szakosztály

Február 12. Előadóülés

ÁRKAI Péter, DÉKÁNY Imre, PATZKÓ Ágnes & VICZIÁN István: Beszámoló a Leuveni Európai Agyagásványtani Konferenciáról (Belgium)

Június 17. Előadóülés

BEYER Hermann: Rétegszerkezetű Na-szilikátok és kovasavas származékaik átkristályosítása zeolit szerkezetű kovasavakká

KOVÁCS-PÁLFFY Péter, SÜMEGI Pál – FÖLDVÁRI Mária & BARÁTH Istvánné: A pleisztocén-holocén határon lejátszódott környezetváltozás rekonstruálása a bátorligeti őslápban, ásványos összetétel alapján

VICZIÁN István, KOVÁCS-PÁLFFY Péter, FÖLDVÁRI Mária & BARÁTH Istvánné: Szentkirályszabadjai középső-triász agyagok ásványtani vizsgálata

November 25. Adszorpció és ioncsere talaj- és kőzetalkotókon címmel vetőségválasztással egybekötött előadóülés

Társrendező: MAE Talajtani Társaság Talajásványtani Szakosztály

Elnöki megnyitó

STEFANOVICS Pál: A talaj agyagos részének kation megkötő képessége

FILEP György: Szerves mikroszennyezők adszorpciója talajkolloidokon

DARAB Katalin: Ioncsere és a talajok szikesedése

FÖLDVÁRI Mária & KUTI László: Vízkötődések montmorilloniton

M. NAGY Noémi & KÓNYA József: Komplexképzők hatása kalcium- montmorillonit ioncsere reakcióira

KOVÁCS-PÁLFFY Péter & FÖLDVÁRI Mária: Kationcserélt montmorillonitok röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálata

SZÁNTÓ Zsuzsanna & PAPP Lajos: Néhány agyagásvány kalcium-nátrium ioncseréjének, mobilizálhatóságának vizsgálata

FÜLEKY György, STEFANOVICS Pál, TOLNER László, CZINKOTA Imre & MICHELI Erika: Ásványi és szerves talajalkotó részek nehézfém adszorpciója

CSIKÓSNÉ HARTYÁNI Zsuzsanna & PÉCSI Ildikó: Bazaltbentoniton kialakult talajok nyomelemeloszlásának vizsgálata

SÁRI Diana: Ca^{2+} és Cd^{2+} ionok adszorpciójának mechanizmusa montmorilloniton

MORVAI Balázs, NAGYNÉ KISS Andrea & WIESZT Zoltán: Montmorillonit-Cu^{2+}-ion kölcsönhatás nyomonkövetése adszorpciós izotermákkal és röntgen-pordiffrakcióval

POLYÁK Klára, BÓDOG Ildikó & HLAVAY József: Fémionok környezeti mobilitásának vizsgálata tavi és folyami üledékekben

PATZKÓ Ágnes: Kettős hidroxidok tulajdonságai
PERNYESZI Tímea: Aszfaltánok adszorpciója agyagásványokon és márgákon
SZABÓ Anikó: Magyarországi montmorillonitok pillérezése különböző fémkomplexek felhasználásával

Általános Földtani Szakosztály

Január 16. Előadóülés

KOVÁCS Sándor, SZEDERKÉNYI Tibor, ÁRKAI Péter, BUDA György, LELKESNÉ FELVÁRI Györgyi & NAGYMAROSY András: Magyarország tektonosztratigráfiai terraenum térképe (beszámoló az IGCP 276. sz. project munkájáról és az athéni KGBA kongresszus "Tectonostratigraphic terranes" szimpóziumáról)
HIPS Kinga: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység alsó-triász földtani térképe, rétegtana és üledékfejlődése

Március 13. Magyarország tektonosztratigráfiai terraenumai II. címmel előadóülés

SZEDERKÉNYI Tibor, ÁRKAY Péter & LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi: A magyarországi terraenumok metamorf fejlődéstörténete és a Tisia prealpi összetett terraenum egységei
BUDA György & Ó. KOVÁCS Lajos: Középeurópai variszkuszi granitoidok korrelációja
NAGYMAROSY András & CSONTOS László: Magyarországi tercier tektonosztratigráfiai egységek

Április 9. Előadóülés

BALLA Zoltán & DUDKO Antonyina: Törések pannóniai képződményekben

Május 6. Előadóülés

KOROKNAI Balázs (ELTE), NEUBAUER, Franz, GENSER, Johann (Univ. Salzburg): Az ausztroalpi-egységek tektonometamorf fejlődése a Gurkvölgyi-takaróréndszer Ny-i szegélyén
DUNKL István (MTA GKL) & KUHLEMANN, Joachim (Univ. Tübingen): A Keleti-Alpok lepusztulásának rekonstruálása az oligocén molassz üledékek geokronológiai vizsgálata segítségével

November 26. Előadóülés

Társrendező: Budapesti Területi Szervezet
BUDAI Tamás & HAAS János: A balaton-felvidéki triász szekvenciasztratigráfiai korrelációja

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Január 15. Előadóülés

FÖLDESSY János, MÁRTON Emő, PÉCSKAY Zoltán, SZÉKYNÉ FUXVilma, VETŐNÉ ÁKOS Éva & ZELENKA Tibor: A Kárpát-Balkán régió DNY-i részének lemeztektonikai és metallogéniai jellemzése (az IGCP 356. project tevékenysége az 1995. évben)

Szeptember 9. Előadóülés

Társszervezők: Az MTA Geokémiai és Ásvány-Kőzettani Tudományos Bizottságának Ásvány-Kőzettani Albizottsága és az MFT Agyagásványtani Szakosztálya
D.D. EBERL (Denver, Colorado, USA): Crystal size distributions and their measurement by X-ray diffraction
V. SUCHA (Pozsony, Szlovákia): Particle size VS coherent scattering domain of I/S minerals

Október 7. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

A szakosztály Választási Bizottságának megválasztása
Szakosztályi ajánlás megtétele az MFT egyes tisztségeire (a megjelentek igénye esetén)
BRUKNERNÉ WEIN Alice: Beszámoló a 17. Szerves Geokémiai Kongresszuson bemutatott poszterekről: 1. Pulai olajpala, 2. Borsodi barnakőszén (Mocsolyás-akna, II. telep)

VARSÁNYI Irén: Felszínalatti vizek kémiája a Dél-Alföldön
FÓRIZS István: A rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabil oxigénizotópos mérésekkel

December 10. Évzáró összejövetel keretében a Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettára új elhelyezése, valamint a múzeum új állandó kiállításához kapcsolódó tematikus ásványkiállítás megtekintése

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Május 15. Előadóülés

SZABÓ Zsuzsanna & FEKETE Tibor: A háromdimenziós földtani feldolgozás és értelmezés gyakorlati jelentősége az Algyő mező Tisza 2. telepében

GEIGER János, KISSNÉ VEREBES Katalin & KURGYIS Péter: Az Algyő mező bázistelepeinek rezervoárgeológiai feldolgozása 3D-s modellépítéssel

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Április 16. Előadóülés

Társrendezők: Magyar Hidrológiai Társaság Hidrogeológiai Szakosztálya
CSERNY Tibor & NAGYNÉ BODOR Elvira: Limnogeológiai kutatások a Balatonon
NAGY Attila, Francoise ELBAZ-POULICHET & CSERNY Tibor: Ritkaelemek változásának törvényszerűségei a Zala – Kis-Balaton – Keszthelyi-öböl rendszerben
GONDÁRNÉ SŐREGI Katalin, CSILLAG Gábor & KOLOSZÁR László: A vízföldtan meghatározó szerepe a Káli-medence környezetvédelmi problémáiban

Május 1–4. Mérnökgeológiai tanulmányút Kelet-Szlovákiába

Szakmai vezető: VITÁLIS György
1. Budapest - Sátoraljaújhely (országhatár) - Nagytornya (Vel'ka Tŕňa) - Tőketerebes (Trebisov) - Szobránc (Sobrance) - Szobráncfürdő (Sobranecké Kúpele) - Remetehámor (Remetské-Hámre) - Tengerszem (Morské oko)
2. Zempléni nagy tó (Zemplínska Šírava) - Vinna (Vinné) - Tengerszem - Homonna (Humenné) - Cirókaófalu - Starina víztározó - Homonna - Mezőlaborc (Medzilaborce) - Felsővízköz (Svidník) - Dukla hágó - Zboró (Zborov) - Bártfafürdő (Bardejouské Kúpele) - Bártfa (Bardejov)
3. Lublófüred (Lubovnianske Kúpele) - lubló (St. Lubovňa) - Gnézda (Vyš Ružbachy) - Héthárs (Lipany) - Kisszeben (Sabinov) - Nagysáros (Vel'ky Saris) - Eperjes (Prešov) - Tótsóvár (Solivár) - Aranybánya (Zlatá Baňa) - Vörösvágás (Červeinca) - Kassa
4. Rozsnyó (Rožňava) - Rimaszombat (Rim. Sobota) - Fülek (Fil'akovo) - Somoskőújfalu (országhatár) - Salgótarján - Budapest

Május 28. Előadóülés

SCHAREK Péter: Környezetföldtani tanulmányút Mexikóban (diavetítéssel)

Június 24. Kerekasztal beszélgetés "A hazai negyedidőszak-tagolások és litosztratigráfiai elemzések mérnökgeológiai és környezetföldtani igényű rögzíthetősége" címmel

Bevezető előadást tart: SZLABÓCZKY Pál

Október 28. Előadóülés

SZŰCS Andrea & JORDÁN Győző: Környezetgeokémiai problémák integrált rendszer-szemléletű megközelítése: egy esettanulmány

December 2. Klubdélután

Beszámoló a Mérnökgeológiai Szakosztály szlovákiai tanulmányútjáról.
Bevezetőt mond: VITÁLIS György
TAKÁCS József vetíti a kelet-szlovákiai tanulmányúton készített videofilmjét
MÁRTON Gyula diaképes útibeszámolót tart

Őslénytani Rétegtani Szakosztály

Február 19. Előadóülés

SZABÓ János: Fontos környezetjelző gastropodák a bakonyi jurában

BODROGI Ilona, BÁLDI-BEKE Mária & FOGARASI Attila: Beszámoló T-015783 számú Szenon Bakony-Gubbio OTKA első éves tevékenységéről

KOLLÁNYI Katalin, VETŐ István & HERTELENDI Ede: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotópösszetétele tükrében

HÍR János, KROLOPP Endre & MÉSZÁROS Lukács: Felső-miocén puhatestű és aprógerinces maradványok az egyházasdengelegi homokbánya keresztrétegzett homokjából

Április 17. Előadóülés. Egy új őslénytani folyóirat bemutatkozása:

Hantkeniana 1 (Géczy Barnabás jubileumi kötet)

GALÁCZ András: A jubileumi kötet rövid bemutatása

GÖRÖG Ágnes: Korai pliensbachi foraminiferák Szentgálról

DULAI Alfréd: Előzetes eredmények a bakonyi korai és középső jura korallok vizsgálatáról

SZENTE István: Kagylók egy középső-jura tengeralatti magaslatról (bajóci, Bakony, Somhegy)

SZABÓ János: Eucyclidae (Eucycloidea, Gastropoda), egy liász paleoökológiai indikátor a Dunántúli - középhegységben

GALÁCZ András: A vértesi Csóka - hegy középső jura ammonitesz faunájának revíziója

FŐZY István: Késő jura ammoniteszek Szicíliából

VÖRÖS Attila: Kihalások és túlélések a bakonyi liász brachiopoda faunában

MONOSTORI Miklós: Bajóci osztrakodák a bakonybéli Som - hegyről

Május 20. Előadóülés

BODROGI Ilona & M.A. CONRAD (Genf): A Nagyharsányi Mészkő lito-biosztratigráfiai tagolása és paleogeográfiai kapcsolatai (különös tekintettel a mészalga és foraminifera társulásokra)

BODROGI Ilona & KNAUER József: A Harsányhegyi bauxit rétegtani helyzete

Június 6–8. Tanulmányút Észak-Magyarországra és Szlovákiába, észak-magyarországi és szlovákiai paleozoos, mezozoos és kainoozos képződmények megtekintése

Útvonal:

1. nap Budapest – Ózd – Serényfalva (alsó-pleisztocén, Hír János) – Sajólászlófalva (miocén, Bohn Péterné) – Rudabánya (pannon, Hernyák Gábor) – Bódvaszilas (Rákóczi-barlang) – Jósvafő

2. nap Kirándulásvezető: Jozef Vozár: Jósvafő – Meliata (triász, jura) – Stitnik (perm) – Ochtiná (karbon) – Dobsiná (karbon) – Jósvafő

3. nap Kirándulásvezető: Dávid Árpád: Jósvafő – Borsodbóta (miocén) – Nagyvisnyó (Mihalovics kőfejtő, TSZ-bánya, vasúti bevágások: karbon, perm, miocén fúrókagylók) – Eger – Budapest

November 18. Előadóülés

HABLY Lilla: Tájékoztató a V. IOP (International Organization of Palaeobotany) Konferenciáról

BAJZÁTH Judit: A győrújfalui kavicsbánya alsó-pleisztocén növénymaradványai

ERDEI Boglárka: A magyarországi szarmata flórák revíziója

BARBACKA Mária: Levél variabilitás vizsgálatok magyarországi magvaspáfrányokon

HABLY Lilla: Rasky vetusta noov. gen. nov. sp. a Tardi Agyag Formációból, Angliából és Bohémiából

December 9. Előadóülés "A Dunántúli-középhegység jura őskörnyezeti képének kiegészítése bentonikus faunák alapján" c. OTKA kutatás eredményeiből

MONOSTORI Miklós: Pliensbachi ostracodafauna bakonyi kondenzált mészkövekből

SZENTE István: Adatok a Dunántúli-középhegység jura őskörnyezeti képéhez bivalvia vizsgálatok alapján
DULAI Alfréd: Felső-jura korallok a Dunántúli-középhegységből
FŐZY István: Felső-jura (-alsó-kréta) echinoideák a Dunántúli-középhegységből
SZABÓ János: Záróbeszámoló a kutatás legfontosabb eredményeiről

Tudománytörténeti Szakosztály

Február 26. Előadóülés

SZÉKYNÉ FUX Vilma: Megemlékezés VENDL Máriáról
DANK Viktor: Aki tíz éve hiányzik – KRIVÁN Pálra emlékezünk
DUDICH Endre: Rövid stenográfia – N. STENO: anatómus, geológus, szent
VITÁLIS György: VITÁLIS István őslénytani munkássága (Megemlékezés születésének 125. évfordulója alkalmából)
CSÍKY Gábor & HORVÁTH Csaba: Bányai János, a geológus és a botanikus (Megemlékezés halálának 25. évfordulója alkalmából)

Március 25. Vezetőségi üléssel egybekötött előadóülés

CSÍKY Gábor: Beszámoló a szakosztály 1995 évi tevékenységérôl
DOBOS Irma: Adalékok SCHRÉTER Zoltán arcképéhez

Április 23. Előadóülés

CSÍKY Gábor: Megemlékezés JÓNÁS Józsefről, halálának 175. évfordulóján
VICZIÁN István: TELEKI Domokos ásványtani-földtani tanulmányútjai Magyarországon a XVIII. század végén
Május 14. Emlékülés ZSIGMONDY Vilmos születésének 175. évfordulója alkalmából
Társrendezők: OMBKE Történeti és Hagyományápoló Bizottsága, a Magyar Hidrológiai Társaság Vízügyi Történeti Bizottsága
Bevezetőt és berekesztőt mond: TÓTH János, ZSIGMONDY Vilmos életéről és munkásságáról. FEJÉR László narrátorságával előadásokat tartanak (időrendi sorrend): DOBOS Irma, CSATH Béla, SZABÓ József, PATAKI Nándor és KORIM Kálmán

Szeptember 9. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

Választás: a szakosztály képviselőjének megválasztása a Választási Bizottságba
Ügyrend jóváhagyása: a szakosztály vezetőségválasztásai ügyrendjének jóváhagyása

Október 16. Emlékülés VENDEL Miklós professzor, akadémikus születésének centenáriuma alkalmából, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron

Közreműködő intézmények: az MTA Földtudományok Osztálya, az Erdészeti és Faipari Egyetem, a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Kara, az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézete, Sopron megyei jogú város Önkormányzata, a Soproni Városszépítő Egyesület, a Magyarhoni Földtani Társulat, a Magyar Hidrológiai Társaság, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, a Központi Bányászati Múzeum, az Osztrák Földtani Társulat, az Osztrák Ásványtani Társulat

Megnyitó: WINKLER András, a soproni egyetem rektora
Üdvözlések: GIMESI Szabolcs, Sopron város polgármestere; Werner JANOSCHEK, az Osztrák Földtani Társulat titkára
Megemlékezések: NEMECZ Ernő, MTA Földtudományok Osztálya; DUDICH Endre, Magyarhoni Földtani Társulat; SOMFAI Attila egyetemi tanár, Miskolci Egyetem; MOLNÁR László igazgató, Központi Bányászati Múzeum
A Vendel család állófogadása
VENDEL Miklós emléktáblájának leleplezése a családi háznál. Beszédet mond: KUBINSZKY Mihály ny. egyetemi tanár, a Soproni Városszépítő Egyesület elnöke. Helye: Béke út 9.

VENDEL Miklós sírjának megkoszorúzása a Szent Mihály temetőben. A tanítványok nevében beszédet mond: ÁDÁM Antal akadémikus, a MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének igazgatóhelyettese

Október 17. Előadóülés "Múlt, jelen és jövő – A magyar-kubai földtani kutatások 1990. előtt és után" címmel

Közreműködő intézmények: Magyarhoni Földtani Társulat, La Sociedad Cubana de Geologia, Magyar-Kubai Baráti Társaság, Magyar Állami Földtani Intézet, Instituto de Geologia y Paleontologia de Cuba
BREZSNYÁNSZKY Károly (a MÁFI igazgatója): Köszöntő
Carlos TREJO (a Kubai Köztársaság magyarországi nagykövete): Kuba 1990. után
SIMOR András & KORPÁS László (Magyar-Kubai Baráti Társaság): A magyar-kubai kapcsolatok 1990. után
BREZSNYÁNSZKY Károly (a Magyarhoni Földtani Társulat társelnöke): A magyar–kubai földtani kapcsolatok 1990. előtt és után
Osvaldo PRIETO (az Instituto de Geologia y Paleontologia de Cuba igazgatója): Új utakon a kubai földtani kutatás
Gustavo ECHEVARRIA: A kubai kőolajpotenciál
NAGY Elemér (MÁFI): Az első magyar-kubai földtani térképező expedíció (1972–1976, Oriente, 1:250 000)
PENTELÉNYI László (MÁFI): A második magyar-kubai földtani térképező expedíció (1983-1988, Holguin, 1:50 000)
GYARMATI Pál (KLTE): A harmadik magyar-kubai földtani expedíció (1987-1990, Guantanamo, 1:50 000)
FÖLDESSY János (Enargit): Aranyat kutattam Kubában (1991-1995)
Vita és kerekasztal-beszélgetés

November 8. PAPP Károly emlékünnepség, PAPP Károly Általános Iskola, Tápióság

Közreműködő intézmények: Tápióság község Önkormányzata, Tápióság Barátainak Köre, Magyar Állami Földtani Intézet
PAPP Károly emlékművének megkoszorúzása. Beszédet mond: SAMU János országgyűlési képviselő, Tápióság polgármestere
PAPP Károly síremlékének megkoszorúzása. Beszédet mond: BREZSNYÁNSZKY Károly, a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója és a Magyarhoni Földtani Társulat társelnöke
Ünnepség a Sportcsarnokban. Beszédet mond: HÉJJA Istvánné iskolaigazgató
A "Tápióságtól Tápióságig" című, PAPP Károly életét és munkásságát bemutató kiadványt ismerteti: HÁLA József, a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos főmunkatársa és a Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának titkára
Kulturális műsor

November 11. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

CSÍKY Gábor: Megemlékezés HERBICH Ferencről, születésének 175. évfordulóján
KOMLÓSSY György: Az eltérített üstökös – megemlékezés a 10 évvel ezelőtt elhunyt BALKAY Bálintról
DUDICH Endre: Beszámoló az INHIGEO pekingi üléséről
A szakosztály Választási Bizottságának megválasztása
A szakülés után vezetőségi ülés: az 1997. évi programtervezet elkészítése

December 16. Előadóülés

RÓZSA Péter: Újabb adatok Robert TOWNSONról, a "Travels in Hungary" (1797) című könyv szerzőjéről
BIDLÓ Gábor: A három VENDL testvér, a XX. századi magyar földtani tudományok kiemelkedő képviselői
DUDICH Endre: HÁLA József "Ásványok, kőzetek, hagyományok" című tanulmánykötetének bemutatása
HÁLA József: A "Tápióságtól Tápióságig" című, PAPP Károly életét és munkásságát bemutató kiadvány ismertetése
CSÍKY Gábor: Beszámoló a szakosztály 1996. évi tevékenységéről

Alföldi Területi Szervezet

Január 23. Klubnap – Szeged

MAKRA László (JATE Éghajlattani Tanszék): Barangolások a Himalájában (vetítettképes élménybeszámoló)

Február 29. Előadóülés – Szolnok

KONCZ István (MOL Rt. KUMMI): Gázgenetika – a szénizotóparányok tükrében

Március 26. Mélyfúrási információ szolgáltatás címmel ankét – Szeged

Társrendezők: OMBKE Kőolaj-, Földgáz, és Vízbányászati Szakosztálya, GEOINFORM Kft
Filmvetítés: Mélyfúrási információ szolgáltatás a GEOINFORM Kft-ben
Előadások:
A kútgeofizikai szelvényezések jelenlegi lehetőségei csövezett és termelő kutakban
A Geoinform Kft. jelenlegi rétegmegnyitási szolgáltatásai és rövidtávú fejlesztési programja
Felfújható packeros nyitott rétegvizsgálatok bevezetése, felszíni kútvizsgáló próbatermeltető berendezés megvalósítása a GEOINFORM Kft-nél (SILLÓ Elemér)
GRC nyomásmérő műszerek és Pansystem kiértékelő szoftver alkalmazása (BALOGH András)
Gázszelvény és rétegvizsgálati eredmények (GALICZ Gergely & KERESZTES N. Tibor, SZABÓ László)
Poszter kiállítás, bemutatás
CBIT (akusztikus lyukfal-leképezési) – mérések alkalmazása
GRAVEL PACK ellenrőzése mélyfúrási geofizikai módszerekkel

Április 2. Előadóülés – Debrecen

Balogh KADOSA, Vlastimil KONECNI, Jaroslav LEXA & Dionyz VASS: A szlovákiai szarmata utáni bazaltvulkánosság K/Ar kronológiája
PÉCSKAY Zoltán & Emile ROSU: Az Apuseni-hegység neogén vulkanizmusának K/Ar kronológiája
PÁL MOLNÁR Elemér & ÁRVÁNÉ SOÓS Erzsébet: A ditrói szienitmasszívum északi részének K/Ar radiometrikus kormeghatározása és annak petrográfiai vonatkozásai
BARABÁS András, MÁTHÉ Zoltán, ÁRVÁNÉ SOÓS Erzsébet: A nyugat-mecseki neogén rétegösszlet kutatásának újabb eredményei, különös tekintettel a vulkáni tufák vizsgálatára
SZAKMÁNY György, JÓZSA Sándor & Árváné SOÓS Erzsébet: A mecsek-hegységi alsó-középső miocén konglomerátum kavicsanyagának eddigi vizsgálati eredményei
HERTELENDI Ede & SVINGOR Éva: A horvátországi Cres szigetén lévő Vrana-tó vizének eredete, és az átlagos tartózkodási idő meghatározása
SÜMEGI Pál: A tokaji Kopasz-hegy pleisztocén képződményeinek összehasonlító quartergeológiai elemzése

1996. május 7. A Zsanai Földalatti Gáztároló geoműszaki előkészítése címmel szakmai nap, Szank

Társrendezők: OMBKE Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya, MOL Rt. Kiskunhalasi Bányászati Üzeme
POZSGAI János: Megnyitó
POZSGAI János & FEHÉR László: A Kiskunhalasi Bányászati Üzem bemutatása
TÓTH Sándor, CSIKI Izabella, MUCSI Mihály, BLAHÓ János & FERINCZ György: A Zsanai földalatti gáztároló új rezervoárgeológiai modellje
GOMBOS Zoltán, SZAKONY István, FARKAS Éva, GUNDEL Ilona, SZITÁR Antal & MIKLÓS Tibor: A földalatti gáztároló művelésterve-zése Zsana-É mezőben
ŐSZ Árpád & SINKÓ József: A Zsana-É-on mélyített vízszintes fúrás geológiai és műszaki kérdései
DORMÁN József & MEIDL Antal: Fúrási folyadéktechnológiai alternatívák a Zsana-É (FAG) fúrásokhoz
KONCZ István & ETTLER Ottó: A földalatti gáztárolás vegyészeti ellenőrzési lehetőségei

Június 27–29. Körös-Maros vidék földtani, természetvédelmi, környezetvédelmi és hidrogeológiai kérdései címmel előadóülés és terepbejárás, Szarvas

Társrendezők: Magyar Hidrológiai Társaság Szegedi és Békés megyei Területi Szervezete, Körös-Maros Vidéki Természetvédelmi Igazgatóság

Megnyitó

TÓTH Albert (GATE): A szikpadkák vegetációja és a szukcessziós folyamatok

CSICSELY György (MOL RT. KTA): Körös-Maros vidék (Békési-medence) általános földtani felépítése

KALMÁR János: Az Alföld metamorf aljzata a Sebes-Kőrös–Debrecen–Nyírábrány területén

MOLNÁR Béla (JATE): A Kőrös–Maros hordalékkúpok kialakulása és fejlődéstörténete

GRUBER György (MGSz): Hévíz hasznosítás környezetföldtani vonatkozásai

VATAI József, KUTI László, KALMÁR János & MÜLLER Tamás (MÁFI): Agrogeológiai vizsgálatok a szarvasi-mintaterületen

KUCSORA Sándor (MGSz): Környezeti hatásvizsgálatok földtani alapjai

CSICSELY György (MOL RT. KTA): Szarvasi mező termeltetési tapasztalatai

TÖRÖK Gábor, SZOBOSZLAY Sándor, KRISZT Balázs & RÚZS MOLNÁR Sándor (GATE): Szénhidrogének stimulációs degradációja

FRISCH Mihály (BIOKÖR KFT), HETESI Bálint (MOL RT. KUMMI): A mikrobiológia üzemi alkalmazásai

TÖRÖK Ernő (MOL RT. KUMMI) & HETESI Bálint (MOL RT. Orosházi Üzem): Termikus technológiák az olajipari ártalmatlanításban és hasznosításban

DORMÁN József & DRÁVUCZ Imre (MOL RT. KUMMI): A Szarvasi gázkutak folyadék technológiájának optimalizálása

ÁRPÁSI Miklós & PÓTA György (MOL Rt.): A Nagyszénás – fábiánsebestyéni gőz előfordulás hasznosítási lehetőségei. (Előadó: ANDRISTYÁK Ambrus)

SZANYI János & MARTON Lajos (MGSz): Matematikai modell szerepe a felszínalatti vizek áramlásának leírásában

KUTI László (MÁFI): A dél-tiszántúli természetvédelmi területek földtani és vízföldtani viszonyai

RAKONCZAI János (JATE): Globális klímaváltozás hatása a Dél-Alföldre

PAPP László: A Körösvidék környezeti állapota

KRÉN Zsuzsa (Körös-vidéki Víz. Ig.): Néhány gondolat a Maros hordalékkúp felszínalatti vízkészletével és annak hasznosításával kapcsolatban

HARANGI János: (Körös-vid. Környezetvéd. Felügy.): Maros hordalékkúp vízkészletének védelme

TÖRÖK Imre György (Alsó-Tisza-vidéki Víz. Ig.): A Maros kisvízi szabályozásának újraértékelése természetvédelmi szempontból

TÖRÖK József (Alsó-Tisza-vidéki Víz. Ig.): Távlati vízbázisok védelmi munkái a Maros hordalékkúpon

FEKETE Endre (Alsó-Tisza-vidéki Víz. Ig.): A Kurca-völgy rehabilitációjának gazdasági, vízgazdálkodási és természetvédelmi szempontjai

TIRJÁK László (Körös-Maros-vidéki Természetvéd. Ig.): A tervezett Körös-Maros Nemzeti Park természeti értékei

VÁGÓ Julianna (Körös-vid. Környezetvéd. Felügy.): Körös-Maros vidék általános levegőtisztaságvédelmi és hulladékgazdálkodási helyzete

EGERESI Julianna (1. sz. Ált. Isk. Békés): Földtani oktatásaink lehetőségei, problémái

ŐSZ Árpád (MOL RT. KTA): Fúrási technológia fejlődése környezetvédelmi szempontból

DERCSÉNYI László (MOL RT. KTA): Kutató és feltáró fúrások megtelepítésénél alkalmazott környezetvédelmi intézkedések

SÜMEGI Pál, KOZÁK János, TÓTH Csaba, DÁNIEL Péter, MAGYARI Enikő & Kathy WILLIS: A Kardoskúti Fehértó paleoökológiai vizsgálata

SIPOS András (Szarvasi Arborétum): Ember alkotta természeti rendszerek szerepe a természetvédelemben

RÉTHY Zsigmond (Békésmegyei Múzeumok): Múzeumi és természettudományi kutatások a Dél-Tiszántúlon

SZELEKOVSZKY László (Békésmegyei Önkorm.): Helyi értékeink védelme
Poszter
MÜLLER Tamás, BENKŐ Levente, KALMÁR János & KUTI László (MÁFI): Tiszántúli agrogeológiai mintaterületek

29-én terepbejárás

Útvonal: Szarvas – Békésszentandrási duzzasztó. A Körösök vízrendszeréhez kapcsolódó természetvédelmi problémák
Öcsöd – Hortobágy – Berettyó árvízkapu – Körösvölgyi Természetvédelmi Terület bemutatása
A Hortobágy – Berettyó hullámterének, Ecsegpusztának a bejárása – Dévaványai Tájvédelmi Körzet
Dévaványai Túzokrezervátum céljának, feladatainak ismertetése

Október 1. Klubnappal egybekötött választás – Szeged

Testületi ajánlás készítése a Magyarhoni Földtani Társulat tisztségeinek betöltésére

November 12. Klubnap. 30 éves az Alföldi Területi Szervezet, Szolnok

PAPP Sándor: Szurdokok és gleccserek az Alpokban

Budapesti Területi Szervezet

Január 29. "Ankét Ottnangi korú barnakőszén telepek láprekonstrukciója a Borsodi-medencében" címmel. (A MÁFI kutatási eredmények áttekintése)

Társrendező: Őslénytani Szakosztály
BOHNNÉ HAVAS Margit: Láprekonstrukciós modellek és kutatási módszerek
RADÓCZ Gyula: A borsodi miocén kőszénösszletek földtani jellemzése és a telepek mélyföldtani helyzete
PARTÉNYI Zoltán: A láprekonstrukció során gyűjtött bányabeli minták makroszkópos jellemzése és a mintagyűjtés módja
SZEGŐ Éva & KORECZNÉ LAKY Ilona: A Borsodi-medence ottnangi képződményeinek foraminifera faunája
BOHNNÉ HAVAS Margit: A puhatestű vizsgálatok eredményeinek összefoglalása, biosztratigráfia
NAGY Eszter & RÁKOSI László: A barnakőszén telepek paleobotanikai és paly-nológiai értékelése
HÁMORNÉ VIDÓ Mária: A telepek szénkőzettani jellemzése a termikus érettségi és macerál összetételi vizsgálatok alapján
BRUKNERNÉ WEIN Alice: A szervesgeokémiai vizsgálatok összefoglalása
VICZIÁN István, BARNA Zsuzsa & FÖLDVÁRI Mária: A meddő betelepülések ásványos összetétele
PARTÉNYINÉ LECHNER Magdolna: A meddő betelepülések szedimentológiai vizsgálata
VÍG Antalné: A telepek mikroelem összetétele
BOHNNÉ HAVAS Margit & RADÓCZ Gyula: Őskörnyezeti rekonstrukció, fejlődéstörténet

Március 18. Előadóülés

NÉMETH Károly: Hidrovulkáni jelenségek a Tihanyi-félszigeten

Dél-dunántúli Területi Szervezet

Március 27. Előadóülés

KONRÁD Gyula: Tanulmányút a lengyelországi Szentkereszt-hegységben (Muschelkalk konferencia)

Május 11. Terepbejárás a Villányi-hegységben

A kirándulásokhoz 12 oldalas földtani, hidrogeológiai útmutatót szerkesztett KONRÁD Gy., KOCH L. és dr. MAJOROS Gy. Tagtársunk. Az útvonal: Tenkes-hegyi kőfejtő - Rózsabánya – Nagyharsányi kőfejtő – BCM bánya (Beremend) – Szoborpark (Villány) – Bormúzeum (Villány) – Tenplomhegy – Blum pince.

Október 14. Az Országos Vezetőségválasztás előkészítése

November 6. Előadóülés

MÁTHÉ Zoltán: A mecseki riolittufák zeolitosodásának ásvány-kőzettani, genetikai vizsgálata

ÉRDI-KRAUSZ Gábor: Beszámoló az 1996-os évi radioaktív hulladékelhelyezéssel, uránbányászattal foglalkozó konferenciák, tanulmányutak tapasztalatairól, eredményeiről (Kanada, USA, Dél-Afrika, Namíbia)

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Május 16. Előadóülés a Borsodi Műszaki Hetek keretében "Észak-Magyarország aranyérc perspektívái" címmel, Miskolc

Társszervező: Miskolci Akadémiai Bizottság Geo-munkabizottsága
Elnök: SOMFAI Attila
SOMFAI Attila: Megnyitó
ÓDOR László, HORVÁTH István & FÜGEDI Ubul: Az Északi-középhegység Au perspektívái a geokémiai felvételek tükrében
KORPÁS László: Az Északi-középhegység Carlin típusú aranyércesedésének perspektívái
NAGY Béla: A Börzsöny hegységi aranyércesedés és indikációk
NAGY Béla: A Gyöngyösoroszi nemesfémércesedés perspektívái
FÖLDESSY János: A Recsk-Lahóca-i aranyérc-előfordulás
Elnök: JUHÁSZ András
GATTER István: A recski kovás sapka aranyperspektívái fluid zárvány-vizsgálatok adatai alapján
ILKEYNÉ PERLAKY Elvira: Egyes mátrai és Tokaji-hegységi hidrotermális területek aranyperspektívái
MOLNÁR Ferenc: Tokaji-hegységi aranyércesedések és indikációk genetikája az újabb vizsgálatok tükrében
HERNYÁK Gábor & VÖRÖS István: Érckutatási perspektívák Rudabányán
ZELENKA Tibor & CSONGRÁDI Jenő: Tokaji-hegységi aranyércesedési modellek (Telkibánya – Füzérradvány – Mád)
KOMLÓSSY György: Bányászati lehetőségek a Tokaji-hegységben

Szeptember 12. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

MOLNÁR Imre & KISSNÉ MEZEI Ágnes: A visontai külfejtés - jövesztést nehezítő homokkő betelepüléseinek kutatási módszerei és eredményei
A területi szervezet képviselőjének megválasztása a Választási Bizottságba

Október 10. Előadóülés és ajánlás

Az Észak-magyarországi Területi Szervezet ajánlásának elkészítése az MFT tisztségviselőinek megválasztásához.
A Bükk hegységi karsztvíz domborzat, mint a karsztvízvédelem alapvető kérdése. Kerekasztal-beszélgetés

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Március 28. Közös beszámoló ülés Veszprémi AB. Földtani Munkabizottságával

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet és

Szeptember 5. Választás

A területi szervezet képviselőjének a Választási Bizottságba való megválasztása

Október 3. Előadóülés

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelménnyé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékeni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (**kötelező**, javasolt):

a) **Cím**	g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diszkusszió)
b) **Szerző(k), postacímmel**	h) **Eredmények, következtetések**
c) **Összefoglalás**	i) Köszönetnyilvánítás
d) **Bevezetés, előzmények**	j) **Hivatkozott szakirodalom**
e) Módszerek	k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
f) Adatbázis, adatkezelés	l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtós táblázat nem, kihajtós térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítása a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: RADÓCZ (1974) Galácz & VÖRÖS (1972), KUBOVICS et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: JASKÓ S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* **118/4**, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

b) kötetben közölt tanulmányok: BENSON, R.H., GOULD, S.J., SMITH, W.A. 1984: Perfection, continuity and common sense in historical geology. – In: BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. (Eds): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism.* Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek: FÖLDVÁRY, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. – World Scientific, Singapore, 571 p.

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendők. Ennek hiányában a kéziraton kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 129. 3. 1999

Tartalom – Contents

tisza
NYOMDA Kft